



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS
Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera

ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO DE LAS DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LA CORDILLERA DE JUCUARÁN – INTIPUCA (EL SALVADOR)

CATALINA HERNANDEZ MORENO
MADRID, CURSO 2010 – 2011



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS
Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera

ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO DE LAS DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LA CORDILLERA DE JUCUARÁN – INTIPUCA (EL SALVADOR)

CATALINA HERNANDEZ MORENO
MADRID, CURSO 2010 – 2011

Califico el Proyecto como “Apto”.

Dr. JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES	6
2.1. Contexto Geológico	6
2.2. Estructuras Principales del Bloque de Chortís	10
2.3. Estratigrafía de la zona de estudio	12
2.4. Tectónica Activa en El Salvador: Antecedentes	14
2.5. Sismicidad en la zona de estudio	20
3. METODOLOGÍA	22
3.1. Revisión de los antecedentes regionales y locales	22
3.2. Análisis Morfotectónico del relieve	22
3.3. Cuantificación de los saltos netos y estimación de la tasa de deformación extensional E – O a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores.	22
3.4. Comparación de la tasa extensional horizontal E - O con las velocidades de deslizamiento del bloque proarco y la ZFES a corto y largo plazo	23
4. RESULTADOS	24
4.1. Análisis Morfotectónico de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores	244
4.2. Cuantificación de los saltos de falla netos horizontales y verticales	31
5. DISCUSIÓN	36
5.1. Tasa de deformación extensional horizontal en dirección E - O	36
5.1. Relaciones de corte entre las diferentes familias de fallas	40
5.2. Campo de deformaciones al interior de la zona extensional	42
6. CONCLUSIONES	46
7. BIBLIOGRAFÍA	48
8. ANEXOS	53
Mapa Morfotectónico de Fallas Activas del SE de El Salvador (Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores) sobre MDT de 10 m de resolución	53

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El presente estudio surge del interés del Grupo de Investigación de Tectónica Activa, Paleosismología y Riesgos Asociados de la Universidad Complutense, dentro de la línea de investigación Geología de Terremotos, que por más de 6 años ha venido trabajando en Centroamérica, abarcando tanto aspectos regionales como locales, de los que han surgido importantes interrogantes acerca de la estimación del riesgo sísmico de esta zona altamente vulnerable y sísmicamente activa. Esto ha requerido de grandes esfuerzos tanto de este grupo de investigación como de otros, incluyendo a las autoridades locales, que han llevado al desarrollo de diversos estudios para complementar la información geológica, estructural, sismotectónica, etc.; con miras a la correcta estimación de la peligrosidad y al ajuste de los modelos tectónicos regionales.

El Salvador, en Centroamérica, hace parte del Bloque de Chortís en el límite noroccidental de la Placa Caribe donde interactúa mediante un punto triple difuso con las placas de Cocos y Norteamérica (**Figura 2**). Dentro de las estructuras que cortan los depósitos volcánicos miocenos a pleistocenos, que cubren casi la totalidad del país, sobresale la Zona de Falla de El Salvador ZFES de dirección cercana a la E – O y movimiento dextral transtensivo, activa y capaz de producir terremotos como el del 13 de febrero de 2001 con Mw: 6.6 (*Martínez – Díaz et al., 2004*) que afectó seriamente a la población dejando numerosas víctimas mortales. Esta estructura juega un papel importante dentro del marco tectónico al que está sujeto el Bloque de Chortís, puesto que su movimiento está directamente relacionado con la deriva de la Placa Caribe hacia el este y no con la partición de la deformación por la subducción de la Placa de Cocos, en esta zona desacoplada (*Álvarez-Gómez et al., 2008*). Además, junto con el Arco Volcánico en El Salvador, definen la zona de debilidad que permite el desplazamiento del bloque proarco en dirección NO (**Figura 5**).

La geometría y el grado de actividad de la ZFES en sus segmentos orientales Berlín y San Miguel (entre el Volcán Berlín y el Golfo de Fonseca) donde se intersecta con el bloque proarco de Nicaragua; ha sido muy poco estudiada, a pesar de que su conocimiento es fundamental para entender la peligrosidad sísmica que se le debe asociar a esta importante estructura sismogénica. En este mismo sector justo al sur de la traza principal de la ZFES y haciendo parte del bloque proarco, se encuentra la Cordillera Jucuarán – Intipuca, afectada por una densa red de fallas normales secundarias jóvenes de dirección principalmente N - S y NO – SE, que están cortando el relieve a lo largo de marcados escarpes de falla (**Figura 16**). Estas estructuras son la evidencia de que la Cordillera y sus alrededores hacen parte de un área afectada por un fuerte proceso extensional que al parecer absorbe parte del

movimiento de las fallas principales de dirección E – O pertenecientes a la ZFES, que en la literatura es referenciada como la cuenca *pull – apart* de Fonseca (Alvarado et al., 2011).

Estudios previos de velocidades y vectores de desplazamiento obtenidos con redes GPS, sugieren que estos segmentos orientales de la ZFES son poco activos y que hay una disminución gradual de su velocidad de desplazamiento desde los segmentos occidentales hasta el Golfo de Fonseca, por la transferencia de deformación desde estos a las estructuras secundarias al interior de la cuenca extensional (Alvarado et al., 2011) (**Figuras 11 y 25**).

Con este trabajo se pretende entonces investigar desde la perspectiva de la morfortectónica y la neotectónica, la relación entre la zona extensional en la Cordillera de Jucuarán – Intipuca y la disminución de la velocidad de desplazamiento en la ZFES obtenida mediante datos GPS, con el fin de averiguar si esta extensión producida por las fallas secundarias N – S a NO – SE realmente absorbe el déficit de desplazamiento dextral de la zona de falla principal, para entender la aparente baja actividad de los segmentos más orientales de la ZFES.

Para alcanzar este fin se contempla como objetivo principal el cálculo de la tasa de deformación o extensión horizontal cuaternaria en la Cordillera de Jucuarán – Intipuca y su comparación con los vectores GPS recientes, para determinar si hay reparto de la deformación en el sector oriental de la ZFES a lo largo de las estructuras secundarias.

Además como objetivos secundarios se presentan:

- Generación del primer Mapa Morfortectónico de la Cordillera de Jucuarán – Intipuca a partir de la cartografía de índices de deformación activa en el Modelo Digital del Terreno (MDT)
- Caracterizar las diferentes familias de fallas resultantes del análisis morfortectónico
- Cuantificación de la tasa de extensión en dirección E - W para las fallas secundarias mediante perfiles topográficos perpendiculares a los escarpes de falla cartografiados
- Análisis integrado de la información

2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

2.1. Contexto Geológico

La zona de estudio se localiza en el Arco Volcánico Centroamericano entre 13°N y 13.5°N en el extremo sureste de El Salvador, cerca de la frontera con Honduras y Nicaragua, representada por el Golfo de Fonseca. Incluye una sección del Graben Central del Salvador, volcanes como Berlín, San Miguel (el más activo del país) y Conchagua pertenecientes a la cadena volcánica joven y al sur la Cordillera de Jucuarán – Intipuca como parte de la Cadena Costera paralela a la costa pacífica, ubicada al sur de los departamentos de Usulután, San Miguel y La Unión. Al norte y noreste esta Cordillera termina bruscamente casi sin montañas antepuestas, mientras que al oeste está delimitada por el Río Grande de San Miguel y la Planicie Costera de mayor extensión del país, que corresponde al estuario del Río Lempa (**Figura 1**).

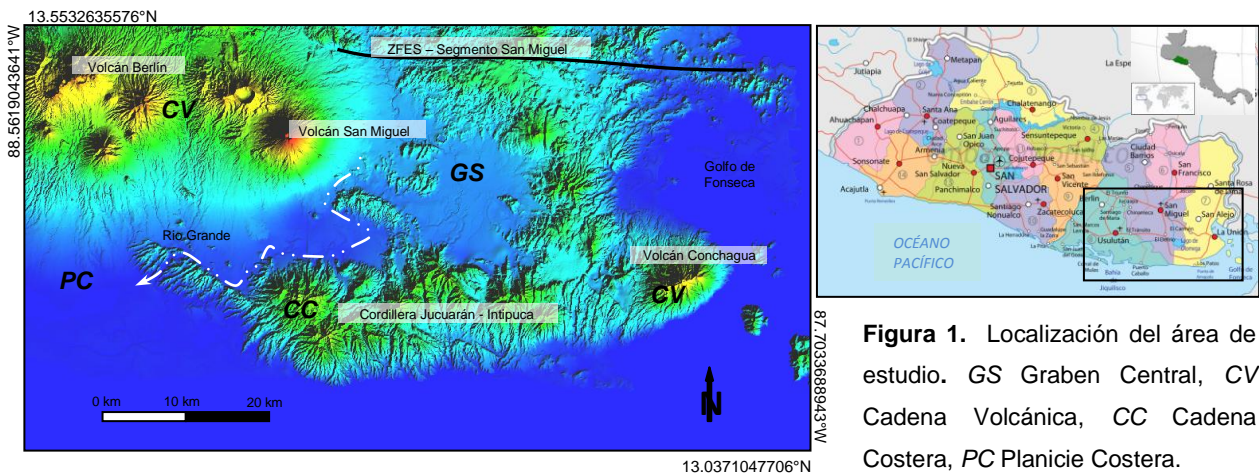


Figura 1. Localización del área de estudio. GS Graben Central, CV Cadena Volcánica, CC Cadena Costera, PC Planicie Costera.

Regionalmente se ubica en la provincia geológica septentrional de Centroamérica haciendo parte del Bloque de Chortís, que corresponde a la porción noroeste de la Placa Caribe donde interactúa con las placas Cocos y Norteamérica en un punto triple difuso (**Figura 2**). La situación tectónica y estructural actual de este Bloque está directamente asociada con la evolución geológica de la Placa Caribe, sobre la que hay numerosos modelos que inician en el jurásico con el rompimiento de la Pangea y la separación de las Américas y África.

El lugar de formación de la Placa Caribe es objeto de discusión, puesto que su movimiento hacia el este y el de las placas Norte y Sur América al oeste, está bien definido solo desde el eoceno por anomalías magnéticas generadas en el centro de expansión de las Islas Caimán (Meschede & Frisch, 1998); razón por la que se han propuesto 2 hipótesis para su formación a partir del cenozoico.

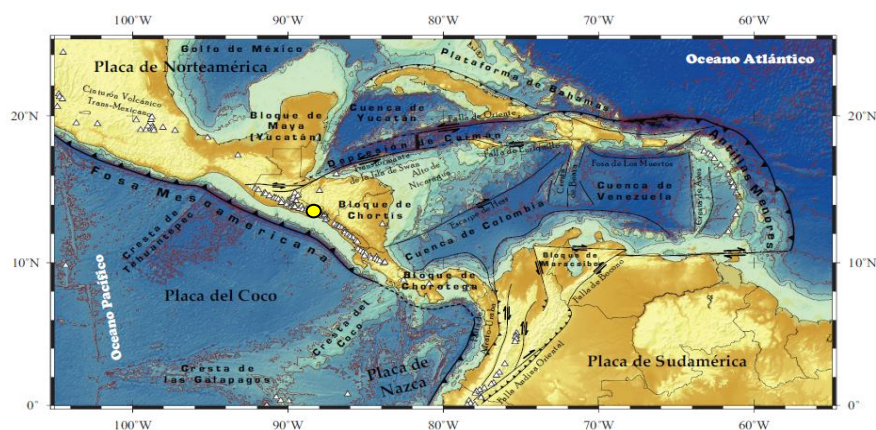


Figura 2. Configuración actual de las placas tectónicas en Centroamérica, donde se observa la localización de la zona de estudio (punto amarillo) dentro del Bloque de Chortís, cerca de la margen noroeste de la Placa Caribe.

La primera hipótesis defiende que la Placa Caribe se formó in situ entre las dos Américas mediante un centro de expansión, mientras que la segunda dice que ésta con un carácter alóctono, se formó en el Pacífico y que sin subducir fue empujada de oeste a este por una nueva zona de subducción que se formó bajo el arco de las Antillas Mayores, que se movía hacia el este en relación con las placas Americanas.

Ambos modelos contemplan que a lo largo de la evolución geodinámica de la Placa Caribe, se han ido agrupando diferentes unidades tectónicas y bloques menores, como los de Chortís, Maya, Chorotega y Chocó; a pesar de que siguen existiendo incertidumbres sobre la paleogeografía de las márgenes continentales de Norte y Sur América y estos bloques menores durante el jurásico y cretácico temprano (*Giunta et al., 2006*).

El Bloque de Chortís, limita al norte con el Bloque Maya que hace parte de la Placa Norteamericana, a lo largo del Sistema de Fallas sinestrales de Motagua – Polochic y la falla transformante de la Isla de Swan; al sur con el Bloque Chorotega a lo largo del Escarpe de Hess y su continuación en el sur de Centroamérica, Falla sinistral de Santa Elena o de Gatún (*Berrangé et al., 1989; James, 2007*) y al oeste con la fosa mesoamericana donde es subducido por la Placa de Cocos (ver **Figura 2**). Es el único vestigio de corteza continental de la actual Placa Caribe (*Case et al., 1984*), que ya en tiempo cretácico derivada al oeste del plateau oceánico proto – Caribe. Entre el periodo cretácico tardío y paleoceno y junto con los bloques de Chorotega y Chocó (*Beccaluva et al., 1999; Giunta et al., 2002b*) de afinidad oceánica o transicional (*Dengo, 1968*), formaron la margen oeste de la placa Caribe: Istmo de Centroamérica (*Giunta et al., 2006*).

Desde el terciario hasta hoy, el movimiento de la Placa Caribe hacia el este con respecto a las Américas, ha derivado en procesos transtensionales a lo largo de las márgenes norte y sur, con disipación y desmembramiento de los terrenos ofiolíticos (*Giunta et al., 2006*).

Su configuración estructural ha permanecido sin alteraciones desde el Pleistoceno (*Weinberg, 1992*).

El Bloque de Chortís ha experimentado una amplia variedad de regímenes de fracturación durante el neógeno, debido a la importante influencia de sus límites (*Gordon, 1990*):

- Desgarre en el límite Norteamérica – Caribe, muy activo durante el cenozoico
- El área de fracturación normal al sur de la Falla Motagua
- La zona de deformación preferente a lo largo del arco volcánico, que presenta principalmente deformación de desgarre
- Influencia de la subducción de la Placa de Cocos bajo el bloque

Para explicar el mecanismo de generación de las estructuras que caracterizan el Bloque se han elaborado diferentes modelos cinemáticos. El primero en contemplar la tectónica de placas es el de *Malfait & Dinkelman (1972)*, en el que proponen el pinzamiento de la parte occidental del Bloque de Chortís a consecuencia del incremento en la tasa de subducción del tortoniense (10 Ma), a la vez que la parte oriental seguía moviéndose hacia el este junto con la Placa Caribe. Esto produjo extensión E – O en el trasarco y formación de grábenes de dirección N – S.

Después *Plafker (1976)*, en su análisis tectónico del terremoto de 1976 en la Falla Motagua, suma al modelo anterior una zona de debilidad o desgarre dextral a lo largo del arco volcánico, que desacopla el bloque proarco en contacto con la Placa de Cocos del resto del Bloque de Chortís. Este modelo predice una variación en la cantidad de deformación, de manera que el movimiento del Bloque hacia el este va disminuyendo desde las tierras altas de Nicaragua hasta el arco en Guatemala (**Figura 3A**).

Burkart (1983), tras cuantificar la deformación asociada a grábenes de dirección N – S en Honduras, encuentra que estos absorben gran parte de la deformación asociada al movimiento relativo entre las placas Caribe y Norteamérica durante el neógeno. En este modelo no se contempla la zona de debilidad del arco volcánico.

Mann & Burke (1984a) propusieron que los grábenes o rifts de dirección aproximada N – S, se forman debido al movimiento de rotación a lo largo de la curvatura del límite Norteamérica – Caribe, en el movimiento de esta última alrededor del Bloque Maya o Yucatán. Posteriormente *Burkart & Self (1985)* refinan este modelo y definen que la deformación está dominada por la rotación antihoraria de pequeños bloques y su consecuente segmentación del arco volcánico, referido como zona de debilidad.

Gordon (1990) y Gordon & Muehlberger (1994) ajustan el modelo anterior, redefiniendo la Falla Guayape, límite entre la zona sometida a rotación al oeste y la parte principal de la Placa Caribe al este, como una estructura de actividad reciente de tipo dextral, causante de la rotación antihoraria de la parte central del Bloque de Chortís (**Figura 3B**).

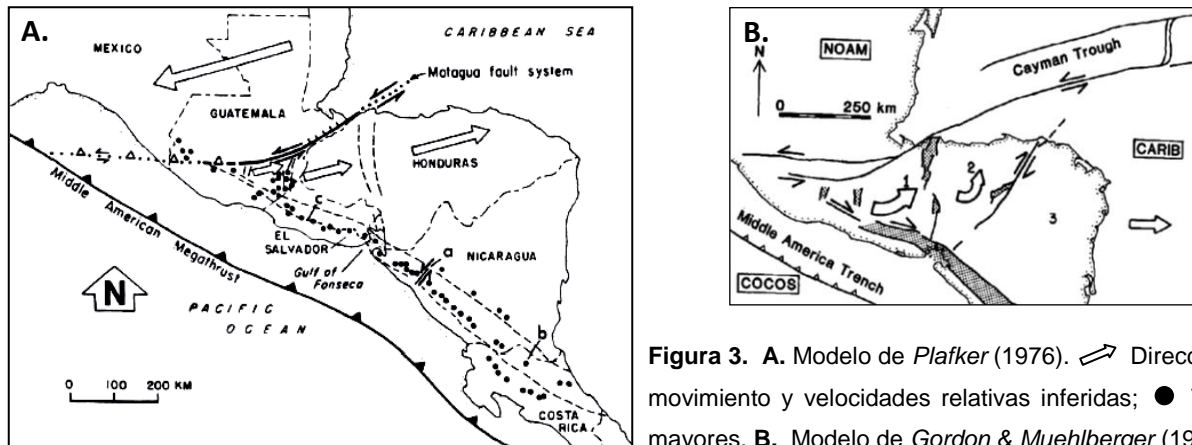


Figura 3. A. Modelo de Plafker (1976). ➤ Direcciones de movimiento y velocidades relativas inferidas; ● Volcanes mayores. B. Modelo de Gordon & Muehlberger (1994).

Para determinar cuál de estos modelos representa la situación geodinámica del Bloque de Chortís, se han adelantado cuantificaciones de la deformación a partir del análisis de mecanismos focales (Guzmán-Speziale, 2001; Guzmán-Speziale et al., 2005; Cáceres et al., 2005 y Guzmán-Speziale & Gómez-González, 2006) y de vectores de desplazamiento obtenidos con GPS (DeMets, 2001; Trenkamp et al., 2002; Márquez-Azúa & DeMets, 2003; Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007; Turner III et al., 2007) (**Figura 4**). Sus resultados se ajustan a los modelos de Plafker (1976), Burkart & Self (1985) y Gordon & Muehlberger (1994), aunque no son concluyentes con respecto a la rotación de los bloques ni al movimiento dextral de la Falla Guayape.

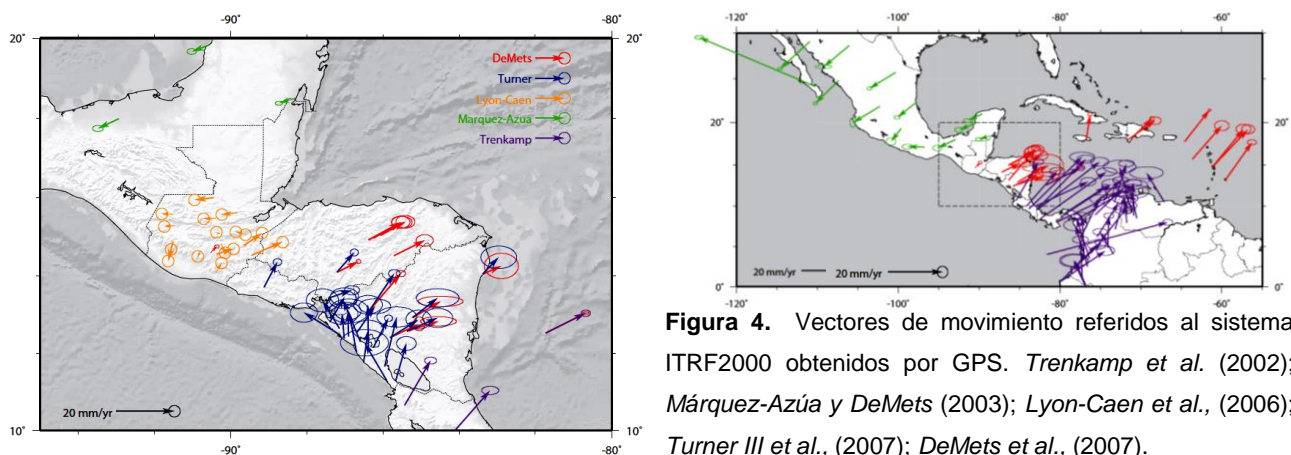


Figura 4. Vectores de movimiento referidos al sistema ITRF2000 obtenidos por GPS. Trenkamp et al. (2002); Márquez-Azúa y DeMets (2003); Lyon-Caen et al., (2006); Turner III et al., (2007); DeMets et al., (2007).

También, Álvarez-Gómez (2009) a partir de modelos numéricos de esfuerzo y deformación, coincide con el modelo de pinzamiento del Bloque de Chortís propuesto por Malfait & Dinkelman (1972) y pone en evidencia la importancia de la zona de debilidad a lo largo del

arco volcánico en la evolución geodinámica del bloque, definida en El Salvador por la ZFES. Así mismo, reporta el bajo grado de acoplamiento de la subducción de la Placa de Cocos bajo El Salvador, característica fundamental para tener en cuenta al momento de la interpretación de los resultados obtenidos en este estudio.

2.2. Estructuras Principales del Bloque de Chortís

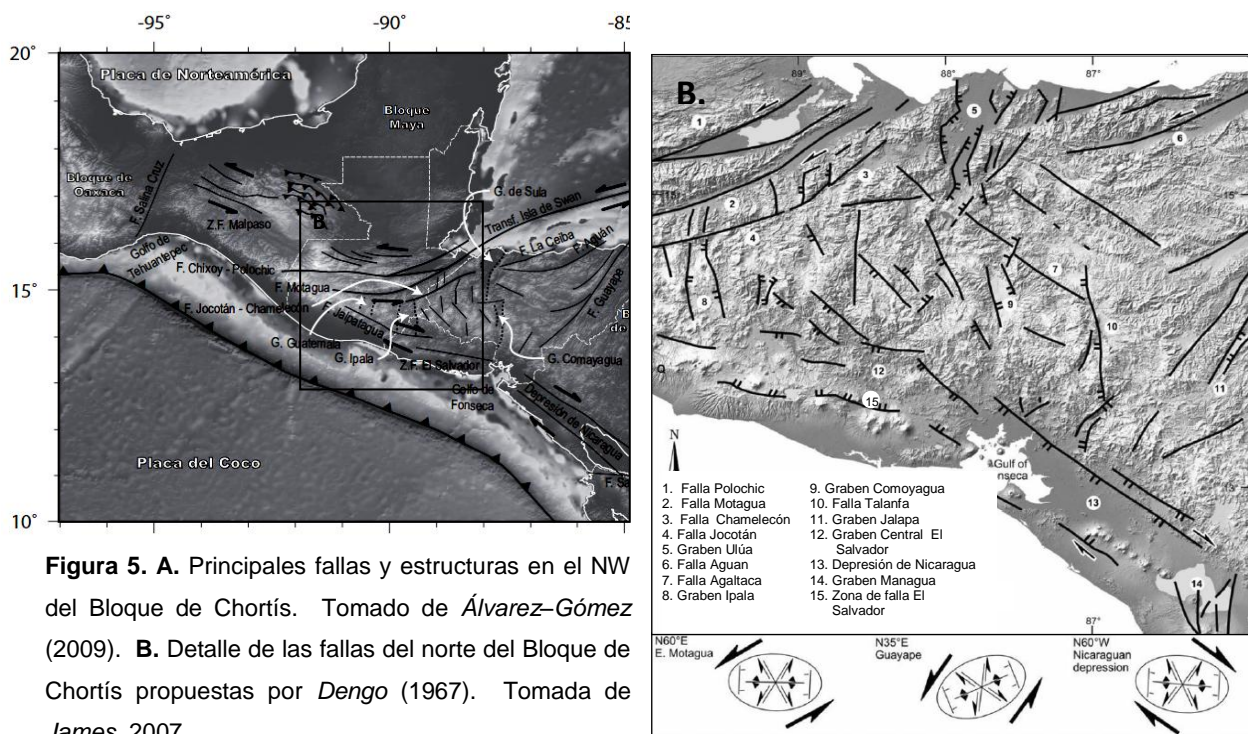
Las estructuras más sobresalientes en el Bloque de Chortís son las que tienen lugar en los límites con las placas de Norteamérica y Cocos (**Figura 5**). Su límite con la Placa Norteamericana está definido por una zona de cizalla sinistral que ha funcionado desde el paleoceno y sobre la que se ha trasladado entre 300 y 1000 km, dependiendo del modelo asumido para el origen de la Placa Caribe (*Malfait & Dinkelman, 1972; Anderson & Schmidt, 1983; Meschede & Frisch, 1998; James, 2006; Mann et al., 2007*), con una tasa de movimiento entre 11 y 25 mm/a (*DeMets et al., 2000*). Dentro de esta zona de cizalla, la Falla Motagua parece ser la estructura principal actual.

El límite entre el Bloque de Chortís y la Placa de Cocos es de tipo convergente, originado durante el oligoceno e inicios del mioceno (25 – 20 Ma), cuando la Placa Farallón por subducción simultánea en diferentes direcciones bajo Centroamérica y Colombia, se divide en dos: Cocos al norte y Nazca al sur (*Hey, 1977, Wortel & Cloetingh, 1981*); dando lugar al régimen tectónico actual (*Ehrenborg, 1996*). En este límite la Placa de Cocos subduce bajo la Caribe con alto ángulo y casi ortogonal, a una velocidad variable entre 70 y 90 mm/a según el punto elegido a lo largo de la fosa (*DeMets, 2001*). A pesar de la alta sismicidad y la alta tasa de convergencia, en el tramo salvadoreño el efecto de la subducción en cuanto a deformaciones sobre el Bloque de Chortís parece no ser muy elevado, debido al bajo acoplamiento de la subducción (*DeMets et al., 2000, Álvarez-Gómez, 2009*).

La zona de estudio hace parte de la región de grábenes al sur de la Falla Motagua. Encierra una serie de fallas normales y grábenes de dirección N - S y NNO - SSE, como evidencia de la tectónica extensional E - O que actúa a razón de 8 – 10 mm/a (*Guzmán-Speziale, 2001; Lyon-Caen et al., 2006*). Estos grábenes se extienden desde el arco volcánico de Guatemala hasta la depresión de Honduras (**Figura 5**).

También abarca parte del Arco Volcánico Centroamericano, que se extiende desde Costa Rica hasta la Falla Polochic al noroeste, paralelo a la fosa y a la depresión volcánica

reconocida inicialmente en Nicaragua, donde a pesar del marcado relieve negativo se registra actividad sísmica asociada fallas de desgarre dextral (*Mann et al., 1990; Weinberg, 1992*). Esto se ha confirmado recientemente con estudios GPS que reportan un desplazamiento del bloque proarco hacia el noroeste con relación a la Placa Caribe (*Turner et al., 2007*). Algunos autores consideran que la depresión NO – SE de Nicaragua se extiende con menor magnitud hacia El Salvador donde cambia su dirección a E – O (*Gordon & Muehlberger, 1994; James, 2007*); pero estudios recientes afirman que la deformación en El Salvador responde a estructuras E – O dextrales sin que haya evidencia de un graben como el de Nicaragua, sin descartar la generación de cuencas *pull-apart* en los relevos diestros de la estructura principal (*Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005; Álvarez-Gómez et al., 2008; Agostini et al., 2006*).



Dentro de las estructuras de desgarre paralelas a la fosa mesoamericana sobresale la ZFES, como zona de debilidad sobre la que se concentra el vulcanismo reciente. Es una zona de cizalla dextral de 20 km de ancho con orientación N 90-100°E y más de 150 km de longitud, con fallas que buzan al sur o al norte según estén al norte o sur de los volcanes activos (*Martínez-Díaz et al., 2004*). Atraviesa El Salvador hasta el Golfo de Fonseca (*Corti et al., 2005*) a lo largo del arco volcánico salvadoreño (**Figura 5**). Su continuación hacia Nicaragua no es clara, mientras que hacia Guatemala parece continuar con la Falla Jalpatagua, (*Carr, 1976*).

Otras estructuras que pueden influenciar la deformación de la zona de estudio son:

Falla Guayape: Con dirección N 30° E y 300 km de longitud, atraviesa Honduras desde la Costa Caribe hasta la Pacífica, en el Golfo de Fonseca (**Figura 5A**). Tiene movimiento sinistral provocado por la rotación de parte del Bloque de Chortís, que da lugar a una serie de grábenes en el lado norte en forma de *splays* y cuencas *pull-apart* en relevos diestros; movimiento opuesto al que parece haberla formado al final del cretácico y hasta el eoceno, cuando probablemente actuó como una zona de cizalla sinistral (*Mann et al., 2007*).

Fallas N120°E: Interpretadas por *Manton* (1987) como desgarres dextrales que han generado cuencas *pull-apart*. Más tarde *Gordon & Muehlberger* (1994) consideran que estas fallas actuaron como normales durante el mioceno y que han sido relevadas por otras N - S en el cuaternario, sobre las que encontraron estrías con cabeceo de 67° en el Graben de Comayagua, como evidencia de su carácter normal con componente dextral.

2.3. Estratigrafía de la zona de estudio

En El Salvador, abundan los materiales de origen volcánico, efusivo y explosivo de edad terciaria y cuaternaria depositados junto al Arco Volcánico Centroamericano de edad mioceno – plioceno, con una pequeña porción de solo 5% de rocas sedimentarias marinas del cretácico.

La zona de estudio, Cordillera Jucuarán – Intipuca, se caracteriza por estar casi cubierta por rocas volcánicas efusivas, epiclásticas, piroclásticas y cenizas, reunidas en las formaciones más recientes cartografiadas en país, con edades miocenas a holocenas (**Figura 6**):

Formación Bálsamo (Mioceno – plioceno): Es la formación más antigua de la zona. Presenta afloramientos reducidos por estar cubierta por depósitos volcánicos más jóvenes procedentes de la explosión de la caldera Ilopango y los materiales emitidos por el Volcán San Salvador. Está compuesta de muro a techo por:

- Unidad b1: Rocas volcánicas ácidas. Depósitos epiclásticos y piroclásticos, con rocas efusivas básicas intercaladas localmente con otras intermedias.
- Unidad b2: Rocas intermedias a básicas, piroclásticas y epiclásticas subordinadas. Están afectadas por un intenso diaclasamiento que genera bloques muy pequeños. Las diaclasas están rellenas de un material marrón claro que al meteorizarse da lugar a suelos arcillosos algo arenosos.
- Unidad b3: Rocas efusivas intermedias a básicas y piroclásticas.

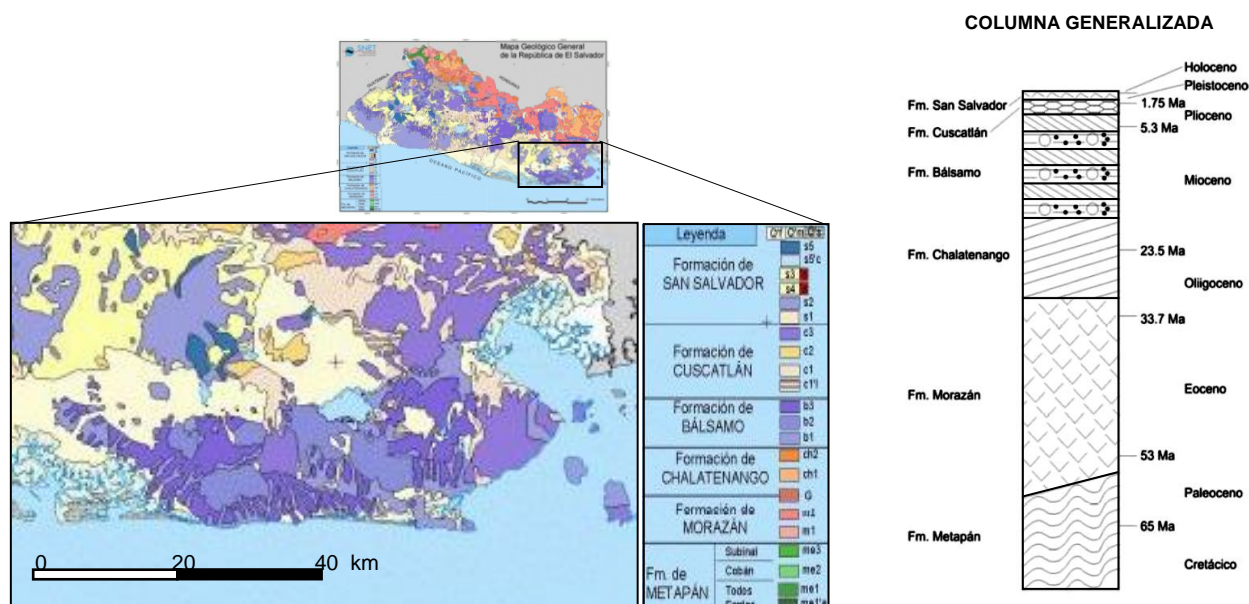


Figura 6. Mapa Geológico General de la Republica de El Salvador, escala 1:100.000. Tomado de <http://www.snet.gob.sv/> (Bosse et al., 1978). Columna estratigráfica sintética de El Salvador (Hernández, 2004).

Formación Cuscatlán (Plioceno superior a pleistoceno inferior): Constituida por piroclastitas, localmente tobáceas y epiclastitas con intercalaciones de rocas efusivas. Contiene las unidades piroclásticas más antiguas procedentes de la caldera de Ilopango, compuestas por múltiples ignimbritas consolidadas de color rosado y beige, además de tobas cineríticas de color blanco. De muro a techo presenta:

- Unidad c1: Piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas. Predominan las facies de cuenca o materiales resedimentados por la acción fluvial o lacustre, tobas félsicas en la base y coladas efusivas félsico-intermedias en la parte superior.
- Unidad c2: Rocas efusivas ácidas afectadas por una intensa fracturación, representadas por lavas dacíticas que forman pequeños domos alineados en función de la fracturación E - O.
- Unidad c3: Rocas efusivas básicas a intermedias y lavas basálticas fracturadas, diaclasadas y alteradas, cuyo origen puede estar relacionado con la extensión a lo largo del Graben o Fosa Central. Las piroclastitas, tobas piroclásticas y epiclastitas son masivas y densas cuando están frescas y se desintegran en un material arcilloso algo arenoso cuando están meteorizadas, formando suelos rojizos muy característicos.

Formación San Salvador (Pleistoceno superior a holoceno): Corresponde a los productos efusivos y explosivos del Volcán San Salvador y varias erupciones de la caldera de Ilopango. Se conocen varios depósitos dentro de los que sobresalen las Tobas de color

café y los cuatro niveles de Tierra Blanca (Tierra Blanca Joven y Tierra Blanca 2, 3 y 4) compuestos por depósitos de caída y coladas piroclásticas ácidas procedentes de la caldera de Ilopango.

Además de los anteriores depósitos, se presentan aluviones cuaternarios compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas, que han sido depositados en los cauces de los ríos y en depresiones locales, muchos de ellos procedentes de la erosión de la unidad Tierra Blanca, así como depósitos caóticos de lahar en los alrededores de los edificios volcánicos.

2.4. Tectónica Activa en El Salvador: Antecedentes

Dentro de los trabajos que sobresalen está la tesis doctoral de *Álvarez-Gómez* (2009) en la que hace una revisión general de la evolución del marco tectónico de Centroamérica, además de un análisis morfotectónico y geomorfológico general y otro sismotectónico detallado para comprender a que esfuerzos responde la deformación allí presente.

Propone una división del Bloque de Chortís en zonas, similar a la realizada por *Burkart y Self* (1985), *Malfait y Dinkelman* (1972) o *Rogers* (2003); quedando el área de estudio dentro de la Zona Oriental de Arco Volcánico en El Salvador que se dispone como una depresión discontinua de dirección N 105° E desde la cuenca del Rio Lempa hasta el Golfo de Fonseca (**Figuras 5 y 7**). Esta zona de Arco, junto con las zonas occidental y central del Bloque de Chortís están fuertemente influenciadas por la tectónica del Bloque, contrastando con la zona oriental donde la escases de relieve es evidencia de la disminución de la tectónica actual y el predominio de los procesos erosivos.

Reporta una variación en la geometría de la zona *Wadati-Benioff* cerca de la Cordillera de Tehuantepec. Así, en El Salvador la Placa de Cocos subduce en alto ángulo (70°, cortes H – I) y gradualmente pasa a una geometría menos inclinada al NO (35°, cortes A hasta C) entre los 50 ó 60 km de profundidad (ver **Figura 7**). Este cambio podría estar relacionado con diferentes edades de la corteza oceánica en dicha Cordillera (*Ponce et al., 1992*) o a diferencias en el movimiento relativo de las placas de Norteamérica y Caribe, siendo la cordillera submarina de Tehuantepec una transformante abandonada (*Burbach et al., 1984*).

También define un modelo de esfuerzos a partir de la distribución de orientaciones de los ejes T y P de los tensores de momento sísmico TMS para la sismicidad somera (<50 km), de manera que El Salvador está dentro de un régimen de esfuerzos de desgarre transtensional

con el eje de esfuerzos compresivos en dirección NO – SE y el de extensión NE – SO (**Figura 8**). Tanto en El Salvador como en Nicaragua la subducción de la Placa de Cocos bajo la Caribe se caracteriza por tener bajo nivel de acoplamiento (Álvarez-Gómez, 2009; Correa-Mora et al., 2009).

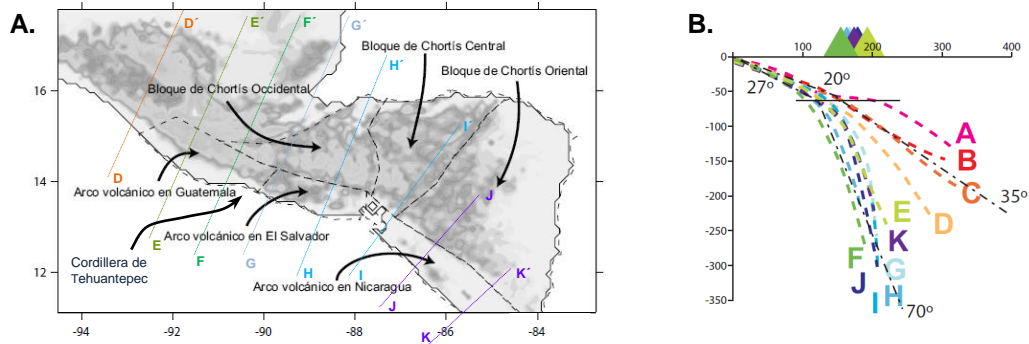
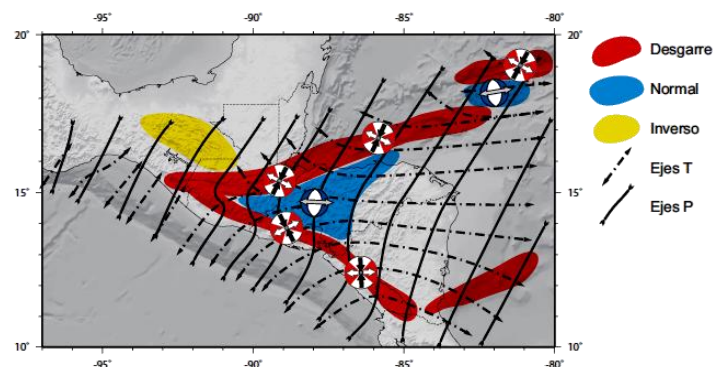


Figura 7. Zonación morfotectónica del Bloque de Chortís, las líneas punteadas indican algunos de los cortes de sismicidad presentados en B. **B.** Trazas del límite superior de la sismicidad en la zona *Wadati-Benioff* interpretadas a partir de cortes de sismicidad. Línea horizontal: transición frágil – dúctil, base de la zona sismogénica; triángulos: posición aproximada del arco volcánico respecto a la fosa. Modificado de Álvarez-Gómez (2009).

Figura 8. Esquema idealizado de la distribución de orientaciones de los ejes T y P de los TMS para la sismicidad somera (<50 km). El rectángulo blanco indica la zona de estudio. Modificado de Álvarez - Gómez (2009).



Sugiere que parte de la deformación que implica el movimiento relativo de la Placa Caribe respecto a la de Norteamérica y al bloque de proarco, es absorbida por estructuras de tipo normal en la zona de grábenes del Bloque de Chortís, tal y como predicen los modelos cinemáticos de la zona (Plafker, 1976; Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007).

Otro trabajo es el de Canora-Catalán (2010) que se centra en la ZFES y en el área afectada por las replicas del terremoto del 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6). Define los parámetros de rotura del terremoto y ratifica de acuerdo a la distribución de las replicas, que este tuvo origen en un plano de falla E – O dextral como lo expuso antes Martínez-Díaz et al., (2004), específicamente a lo largo del Segmento San Vicente de la ZFES en un plano de buzamiento 70° a 85° al S.

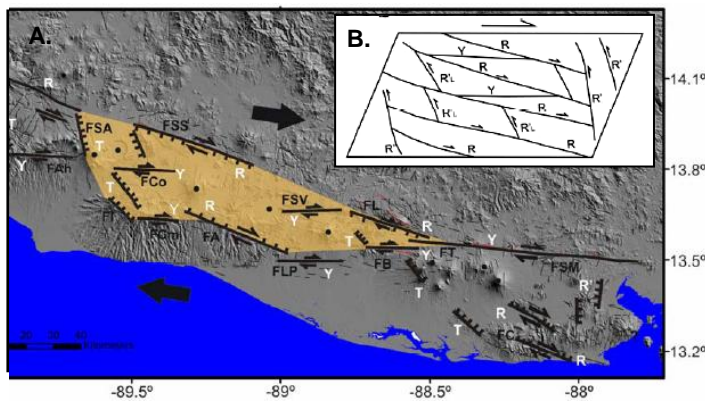
Presenta el Mapa de las Principales Fallas Activas como primer acercamiento al tipo de fracturación de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y se refiere a la ZFES en superficie, como a una estructura joven generada por la unión de distintos planos de falla que se propagan bajo un régimen de desgarre transtensional con $SH_{max} \sim N 160^\circ E$ y $SH_{min} \sim N 70^\circ E$. Limita 5 segmentos dentro de la ZFES, de modo que la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores, se ubica justamente al sur de los segmentos más orientales: Berlín y San Miguel. El Segmento Berlín, entre el Río Lempa y el Volcán Berlín; tiene una zona de desplazamiento principal muy clara de dirección E - O y algunas fallas secundarias NO - SE.

El Segmento San Miguel, entre el Volcán San Miguel y el Golfo de Fonseca, comprende un gran número de pequeñas fallas *en echelon* con relevos dextrales sin una zona de falla principal, por lo que fue definido como un estadio inmaduro dentro de la zona de falla de desgarre asociado a una menor tasa de movimiento, como lo confirmó con la disminución de las rupturas superficiales cosísmicas en esta dirección. Datos de velocidad GPS recientes (Correa-Mora et al., 2009) también sugieren que la velocidad de movimiento para este segmento es menor que al occidente, por lo que explica que la deformación de desgarre en esta zona parece estar transferida hacia el sur en la Cordillera de Jucuarán – Intipuca donde diferencia 2 familias de fallas activas muy penetrativas afectando depósitos recientes: fallas normales de dirección N – S y fallas oblicuas normales con componente de desgarre y dirección ONO – ESE; lo cual indica un régimen transtensional que parece absorber buena parte del movimiento de desgarre desde los segmentos más occidentales. Además, plantea la posibilidad de que al sur de la Cordillera Jucuarán – Intipuca haya otra falla de desgarre principal E – O para que en el salto o relevo se dé el campo extensional o si por el contrario la deformación de desgarre está distribuida en una amplia banda desde la ciudad de San Miguel hasta la Costa Pacífica.

Dentro del análisis estructural y evolución cinemática encuentra varias familias de diaclasas y fallas coherentes con la fracturación secundaria propia de una zona de cizalla de desgarre dextral E – O en fase inmadura, con planos sintéticos *Riedel R* en dirección ONO – ESE a NO – SE primeros en formarse, antitéticos *Riedel R'* N – S a NNO – SSE casi simultáneos a los *R* y finalmente algunos planos *Y* de dirección E – O, resultantes de la rotación de los primeros hasta hacerse paralelos a la dirección de cizalla principal (**Figura 9**).

A partir de análisis paleosismológicos, morfotectónicos y cartográficos, estima una velocidad media de desgarre dextral para la sección centro – oeste de la ZFES (segmentos San Vicente, Lempa y Berlín) de 4.25 ± 1.25 mm/a. Esta tasa coincide con los $\sim 4\text{-}5$ mm/a para la zona de falla principal obtenida con la red GPS “ZFESNET” (Staller et al., 2008), pero

difiere de la velocidad intersísmica de 8.5 mm/a calculada para la misma zona por *DeMets* (2001) y *Correa-Mora et al.*, (2009). Explica que este déficit de cerca de 4 mm/a puede deberse a la repartición del movimiento de la zona de falla principal en fallas secundarias de dirección NO – SE, subestimación de los datos geológicos por pérdida del registro ya sea por causas erosivas o deposición de productos volcánicos que enmascaran los rasgos neotectónicos, ocurrencia de deformación dúctil y/o variación de la velocidad de la falla con el tiempo.



Correa-Mora et al., (2009), sobre la base que a lo largo de la Costa Pacífica en Centroamérica la convergencia entre las placas de Cocos y Caribe se acomoda en 2 procesos: la subducción hacia el NE de la Placa de Cocos bajo la Caribe a una velocidad de 70 – 85 mm/a, y el movimiento en dirección al NO paralelo a la trinchera del bloque proarco a una tasa de 10 – 15 mm/a; invierte velocidades GPS y utiliza un modelo 3D de elementos finitos que se aproxima a la geometría de las fallas en el arco volcánico Salvadoreño y a la de la interfase de subducción, con lo que obtiene (**Figura 10**):

- Tasa de movimiento hacia el NO a largo plazo para el bloque proarco de 14 mm/a.
- Acoplamiento promedio del 80% a lo largo de las fallas del arco volcánico de Nicaragua y El Salvador, sugiriendo que estas pueden estar totalmente bloqueadas; excepto en el *pull-apart* de Fonseca donde el acoplamiento promedio está entre 40% y 50%.
- Acoplamiento intersísmico entre la zona de subducción de Centroamérica y las fallas en los arcos volcánicos de El Salvador y Nicaragua con un promedio del 3%, con 2 áreas más acopladas: el centro de El Salvador y el sur de Nicaragua.

En su modelo, se ve claramente como el vector de desplazamiento calculado en la zona del *pull-apart* de Fonseca difiere del vector observado, siendo este último de menor magnitud con una sobrestimación de 4 mm/a, lo que explica la lenta extensión E – O, documentada en la región por *Alvarado et al.*, (2009) (**Figura 11**).

La implicación tectónica más importante de su trabajo es que el mecanismo que rige el movimiento del bloque proarco no es la partición de la deformación por la convergencia oblicua de la Placa de Cocos bajo la Caribe, puesto que es difícil transmitir la tracción a través de una superficie no acoplada o débilmente acoplada, coincidiendo con los modelos de Álvarez – Gómez *et al.*, (2008). De esta manera, el motor que impulsa el desplazamiento hacia el NO del bloque proarco como una sola entidad (incluyendo los de Costa Rica, Nicaragua y El Salvador), es la subducción de la Cordillera de Cocos bajo Costa Rica, sumado a la ausencia de resistencia friccional a la base del bloque en la interfase desacoplada.

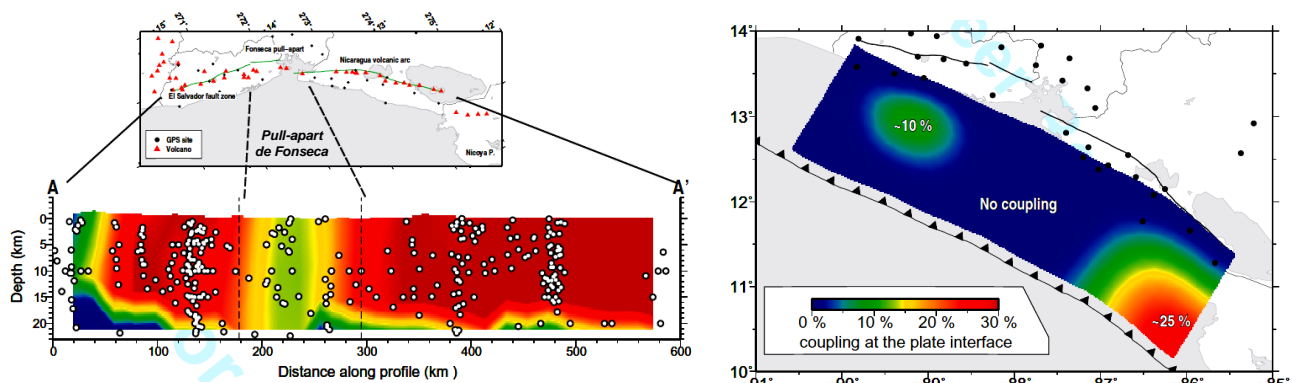


Figura 10. Modelo de inversión para la distribución de acoplamiento intersísmico para **A.** las fallas en el arco volcánico y **B.** la interfase de subducción. ▲ Volcanes activos, ● Estaciones GPS, ○ Hipocentros de terremotos (Engdahl *et al.*, 1998) para una zona de 50 km de ancho sobre el arco volcánico. Las líneas punteadas limitan la cuenca *pull-apart* de Fonseca (Alvarado *et al.*, 2009). Tomado de Correa-Mora *et al.*, (2009).

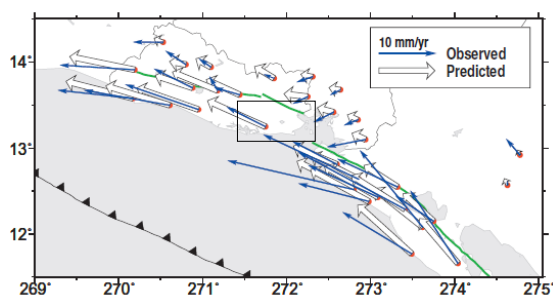


Figura 11. Velocidad observada con estaciones GPS (azul) y velocidades predichas con el modelo de inversión (flechas abiertas). El rectángulo marca la zona del *pull-apart* de Fonseca. Tomado de Correa-Mora *et al.*, (2009).

Complementario con el estudio anterior está el de Alvarado *et al.*, (2011), quienes determinan que el movimiento de los bloques proarco Salvadoreños y Nicaragüense hacia el O – NO se da a una tasa de 15 ± 2 mm/a teniendo a la Placa Caribe como referencia. Establecen el estilo de fallamiento dentro del *step-over* o salto entre los arcos volcánicos de El Salvador y Nicaragua, donde tiene lugar la cuenca *pull-apart* de Fonseca (incluye El Golfo de Fonseca y la zona adyacente del SE de El Salvador). Esta corresponde a una zona extensional en dirección E – O con un ancho aproximado de 60 km, caracterizada por una sismicidad difusa, bajas velocidades GPS y numerosas fallas normales jóvenes N – S,

donde además se dan algunos terremotos asociados a fallamiento de rumbo que indican que la extensión puede estar acompañada por fallamiento en estante de libro o *bookshelf*.

Exponen que a pesar de que en la zona la interfase de subducción no está acoplada y por tanto no hay partición de la deformación, existen evidencias de que el bloque proarco en el Salvador se mueve en dirección N70°W a N85°W a una tasa que incrementa sistemáticamente de ~5 mm/a en las áreas al interior del arco volcánico a ~16 mm/a cerca a la Costa Pacífica, con patrones de desplazamiento típicos de una falla de rumbo bloqueada. Esa tasa de deslizamiento es consistente con la del proarco Nicaragüense (~15 mm/a), por lo que sugieren que se mueven como una misma lamina de corteza.

Presentan también un mapa de fallas del este de El Salvador y el Golfo de Fonseca, donde resaltan la ocurrencia de fallas normales de dirección N – S principalmente en áreas montañosas, como la Cordillera de Jucuarán, con evidencias geomorfológicas de desplazamiento a lo largo de planos buzando al W con estrías que indican fallamiento normal con alguna componente oblicua, formando una serie de *half-graben* (**Figura 12A**); de manera que son estas estructuras las que acomodan la extensión regional de dirección E - O. Determinan que este fallamiento normal es de edad reciente, mediante la datación con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2 unidades volcánicas falladas. La primera de ellas, un flujo de lava basáltica cortado por la Falla Chilagua (normal) en la Cordillera Jucuarán, arroja una edad de 1114 ± 40 ka. La segunda, con una edad de 430 ± 72 Ka, corresponde a una toba pomácea andesítica extraída del lado W del Volcán Conchagua, que es desplazada 33 cm por varias fallas normales N – S (ver **Figura 12A**).

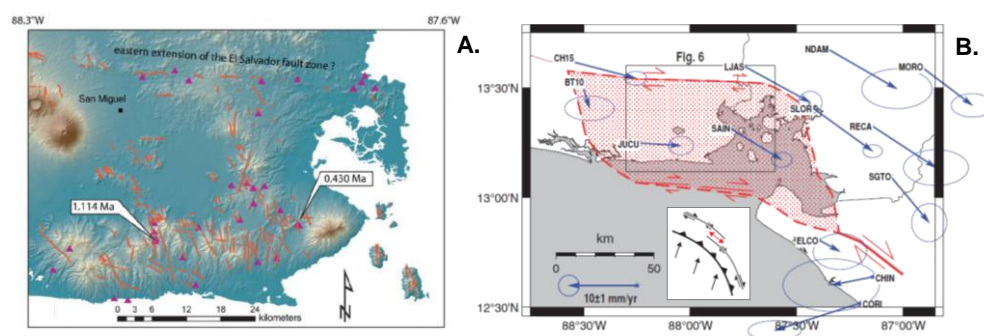


Figura 12. A. Líneas rojas: fallas interpretadas; Triángulos morados: estaciones de campo; Banderas blancas: dataciones de 2 muestras $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. **B.** Diagrama esquemático en el *step-over* entre los arcos volcánicos de El Salvador y Nicaragua, mediante una cuenca *pull-apart*. Bloque proarco fijo. Tomado de Alvarado et al., (2011).

También observaron localmente fallas de dirección NO – SE y NE –SO y pocas evidencias de la existencia de la ZFES hacia el este; por lo que sugieren que el movimiento del bloque proarco está parcialmente acomodado a lo largo de estructuras secundarias.

Para explicar la transferencia de movimiento en este *step-over*, proponen que el este de El Salvador pertenece a una estructura *pull-apart* de 60 km de ancho y 40 km de alto, en el cual el deslizamiento es transferido gradualmente a estructuras intermedias localizadas entre las fallas rumbodeslizantes principales que corren a lo largo de los 2 arcos volcánicos (**Figura 12B**). El límite este del *pull-apart* es el Golfo de Fonseca, mientras que al oeste está definido por la ausencia de fallamiento y la presencia de centros magmáticos que no siguen una tendencia linear. Al sur, la cuenca extensional estaría limitada por una falla localizada en el offshore, que *Funk et al.*, (2009) encontró mediante líneas sísmicas marinas dentro del Golfo, pero que interpretó como el límite sur del arco volcánico. Este modelo implica que la tasa de desplazamiento de la ZFES decrece hacia el este, puesto que el movimiento es trasferido a las fallas dentro del *pull-apart*.

La baja tasa de movimiento obtenida con las estaciones GPS en el SE de El Salvador son consistentes con las evidencias estructurales y sísmicas de escala regional y local de una deformación ampliamente distribuida a lo largo del *step-over* extensional.

2.5. Sismicidad en la zona de estudio

En El Salvador se producen 2 tipos de sismos, los profundos asociados a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Caribe y los superficiales (< 30 km) y de magnitudes moderadas (5.5 y 6.8), que coinciden con el arco volcánico cuaternario y que acomodan los movimientos de desgarre dextrales paralelos a la fosa, algunos con cierta componente normal. Estos últimos son la principal componente sísmica del Arco Salvadoreño y son considerados con un carácter más destructivo por generarse cerca de las poblaciones.

La zona de estudio hace parte de la fuente sismogénica de la ZFES, donde la mayoría de los sismos tienen magnitudes entre 3.5 y 4.9 y están concentrados a lo largo de la Cordillera de Jucuarán – Intipuca, el Golfo de Fonseca y los centros volcánicos. Por los valores de magnitud puede decir que están asociados a la deformación del arco volcánico. Sin embargo, en 1892 se reporta un sismo histórico cerca del la zona de Conchaguita con magnitud entre 5.7 y 6.4, que según *Canora-Catalán* (2010) puede interpretarse como asociado a la ZFES (**Figura 13**).

De los sismos con magnitudes superiores a 4.5 registrados durante los últimos 30 años en el Catálogo de Harvard (2008), solo 5 tienen epicentro cerca de la Cordillera Jucuarán – Intipuca: 4 someros (20 a 50 km): uno normal cerca del borde oeste y 3 de desgarre dextral

con planos ONO - ESE asociados a la zona de debilidad en el arco; y un evento profundo (60 km) de tipo inverso, posiblemente asociado al límite inferior de la placa subducente bajo el Golfo de Fonseca (**Figura 14**).

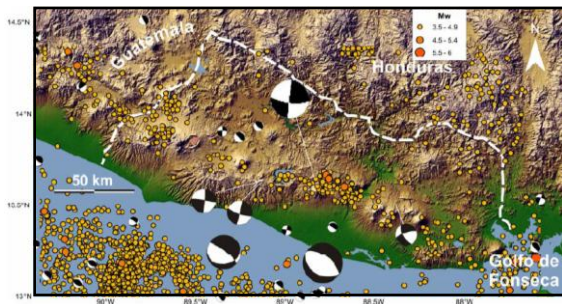


Figura 13. Terremotos históricos y epicentros de los terremotos instrumentales ($M_w > 3.5$, para el periodo de 1984 a 2001, catálogo completo) sacados del catálogo sísmico del USGS-NEIC. Símbolos: mecanismos focales pequeños: representación de los eventos de $M_w > 5.5$, tomados de la base de datos de Harvard CMT; mecanismo focal grandes: eventos de $M_w > 6.5$ (Bufo *et al.*, 2001).

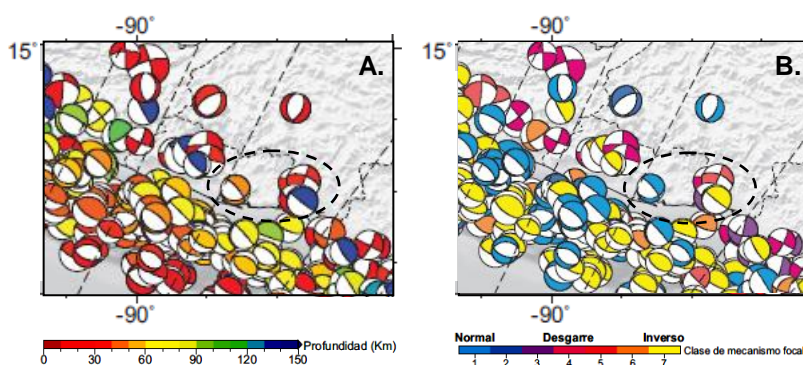


Figura 14. A. Mapa de mecanismos focales del catálogo de Harvard (2008). Color de los cuadrantes de compresión en función de la profundidad. **B.** Mapa de mecanismos focales del catálogo de Harvard (2008). Color de los cuadrantes de compresión en función del tipo de mecanismo focal. Modificado de Álvarez-Gómez (2009). (---) Zona de estudio.

El hecho de que el terremoto del 13 de febrero de 2001 ($M_w:6.6$) rompiera todo el Segmento San Vicente de la ZFES hace pensar todos los demás segmentos puedan considerarse sismogénicos, por lo que podría esperarse que dentro de la zona de estudio, se produjeran también terremotos de magnitudes similares. Esto puede sustentarse con el Modelo de Transferencia de Esfuerzos Estáticos de Coulomb desarrollado por Canora-Catalán (2010) tras el terremoto y considerando la sismicidad entre los años 2001 y 2008, donde se observa un aumento significativo de los esfuerzos en los segmentos orientales de la zona de falla (**Figura 15**). Con este modelo se sustenta que el terremoto principal disparó rupturas secundarias y réplicas, principalmente generadas por fallas extensionales NO - SE localizadas en el Segmento Lempa, al este del Segmento San Vicente.

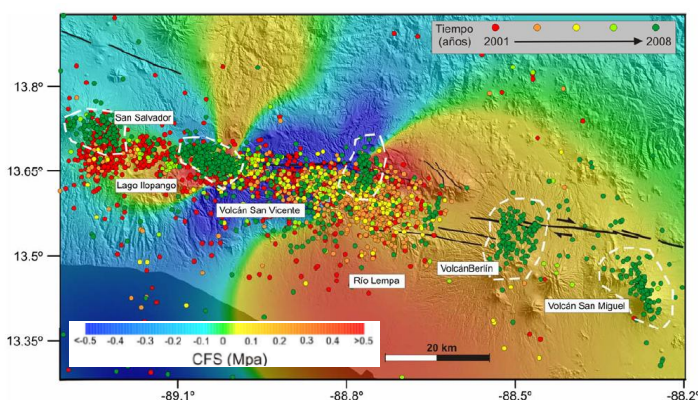


Figura 15. Cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb (CFS) en sector central de la ZFES, generado tras el terremoto de febrero de 2001 con epicentros entre 2001 y 2008. Los colores del relieve rojo a verde: zonas con aumento de esfuerzos, colores azules: zonas con disminución de esfuerzos. Líneas negras: fallas principales activas, líneas blancas discontinuas: enjambres de terremotos. Tomado de Canora-Catalán (2010).

3. METODOLOGÍA

3.1. Revisión de los antecedentes regionales y locales

Comprende la fase de recopilación de información referente tanto al conocimiento geológico regional de Centroamérica como local, haciendo énfasis en El Salvador y su extremo SE conocido como la Cordillera Jucuarán – Intipuca, cerca de la frontera con Nicaragua.

3.2. Análisis Morfotectónico del relieve

Se utilizó como herramienta principal el modelo de elevación digital del terreno (MDT) con resolución de 10 m, cubriendo la totalidad de la zona estudiada, 4600 km². A partir del MDT y utilizando el software *Global Mapper v11.02*, se identificaron índices geomorfológicos de tectonismo activo, como escarpes de falla, controles y obturación de drenaje, ganchos de falla, discontinuidad en divisorias de drenaje, entre otros; para generar el primer Mapa de detalle de Fallas Activas en la Cordillera de Juacarán – Intipuca y sus alrededores.

Posteriormente y con base en el mapa obtenido se adelantó la caracterización de cada una de las familias de fallas identificadas, agrupadas en función de su azimut. Esto junto con el análisis de las relaciones de corte condujo a la definición del tipo de elipsoide de deformación regional asociado a este sistema de fallas de rumbo dextral, Zona de Falla del Salvador (ZFES) y sus estructuras secundarias.

3.3. Cuantificación de los saltos netos y estimación de la tasa de deformación extensional E – O a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores.

En esta etapa se calculó la extensión total o estiramiento horizontal en dirección E – O, acumulado por las diferentes familias de fallas normales a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca, partiendo del Mapa de Fallas Activas. Se seleccionaron 3 franjas de dirección E – O, paralelas a la ZFES, donde las fallas presentan muy buena continuidad y están marcadas por fuertes escarpes de falla que desplazan depósitos volcánicos recientes, como evidencia de su carácter normal. En cada una de las franjas se realizó de manera homogénea la medida del salto vertical de los escarpes, a partir de la elaboración de perfiles

topográficos perpendiculares a las estructuras e identificando el mejor sitio para la toma de dicho dato, contemplando la posibilidad que exageraciones o subestimación por factores erosivos, como incisión del drenaje o caída de cuñas coluviales desde las partes altas del escarpe, dando un grado de confiabilidad a la medida en escala de 1 a 3. Esta información esta recopilada en la **Tabla 1 (Capítulo 4)**, donde además se reúne información sobre la edad de las litologías afectadas, el azimut de la falla estimada, la localización exacta del punto donde se midió el salto vertical, la distancia de este punto a las 3 estaciones de la red GPS más cercanas (SAIN, JUCU y SSAS) al igual que el azimut de la línea que los une partiendo desde la estación, y comentarios específicos sobre su expresión geomorfológica y relaciones de corte con estructuras transversales.

Con la medida del salto vertical y asumiendo un buzamiento de 60° para todas las fallas identificadas, partiendo de la premisa que son normales; se utilizaron relaciones trigonométricas para calcular el desplazamiento horizontal sobre una línea E – O.

Posteriormente y con el fin de obtener la tasa de deformación extensional horizontal en dirección E – O en mm/a, se calculó la relación entre la sumatoria de los desplazamientos horizontales y la edad de los depósitos afectados. Teniendo en cuenta que aunque no todos los depósitos fallados son holocenos o cuaternarios y que la expresión geomorfológica de las fallas es tan clara y contundente por la afección de una morfología previa de valles y laderas, que indica que todas han presentado actividad en tiempo reciente; se tomó como edad de partida para el cálculo de la tasa extensional la obtenida por *Alvarado et al.*, (2011), para 2 formaciones volcánicas afectadas por fallamiento normal en la Cordillera Jucuarán, considerando además otras edades posibles para la cuantificación de la deformación con el fin de discutir las más adelante.

3.4. Comparación de la tasa extensional horizontal E - O con las velocidades de deslizamiento del bloque proarco y la ZFES a corto y largo plazo

Finalmente esta tasa de deformación extensional se comparó con las velocidades reportadas para los segmentos orientales de la ZFES y la zona SE del bloque proarco Salvadoreño, a corto plazo obtenidas con análisis intersísmicos o velocidades GPS (estaciones SAIN, JUCU y SSAS) y a largo plazo con observaciones del registro geológico y estratigráfico. Este punto se recoge en la discusión.

4. RESULTADOS

El entendimiento de cómo actúa la tectónica activa en una región a partir de la identificación de las deformaciones a diferentes escalas, es un proceso complejo que se puede abordar con el apoyo de varias disciplinas complementarias que hacen parte de la Tectónica y la Geología de Terremotos, con las que es posible cualificar y cuantificar la deformación grabada en el registro geológico y en el paisaje. Estas disciplinas son:

- La neotectónica: Estudia los procesos tectónicos ocurridos dentro del régimen de esfuerzos tectónico vigente (*Steward & Hancock, 1994*)
- La tectónica activa: Encargada de estudiar el impacto de los procesos tectónicos en el periodo de tiempo que concierne a la sociedad (*Wallace, 1986*).
- La geomorfología y la morfotectónica: Ambas estudian las formas superficiales de la tierra, pero la última se enfoca en aquellas que están directamente relacionadas con la ocurrencia de eventos tectónicos.

En función de las definiciones anteriores y teniendo en cuenta que las edades de las formaciones geológicas contenidas en la zona de estudio y afectadas por fallamiento, abarcan desde mediados del mioceno (Formación Bálsamo) hasta el holoceno (Formación San Salvador), es decir, 23 Ma hasta 0.01 Ma, y que el campo de esfuerzos tectónico regional vigente está actuando desde el oligoceno e inicios del mioceno (aprox. 20 – 25 Ma), el análisis que se presenta en este capítulo hace referencia a la actividad tectónica reciente de las estructuras en la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores.

En este capítulo se presenta entonces la caracterización morfotectónica de las diferentes familias de fallas identificadas junto con el Mapa de Fallas Activas del SE de El Salvador (**Figura 16** y **Anexo 1**) y la cuantificación de los saltos netos verticales y horizontales para las estructuras contenidas en 3 franjas E – O, que contienen los más contundentes escarpes de falla cartografiados; elegidas con el fin de calcular la tasa de extensión horizontal en mm/a asociada a esta estructura *pull-apart*.

4.1. Análisis Morfotectónico de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores

La identificación y caracterización de la geometría en planta de las fallas que cortan los depósitos volcánicos de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores, se realizó a partir del análisis del modelo de elevación digital del terreno (MDT) de 10 m de resolución

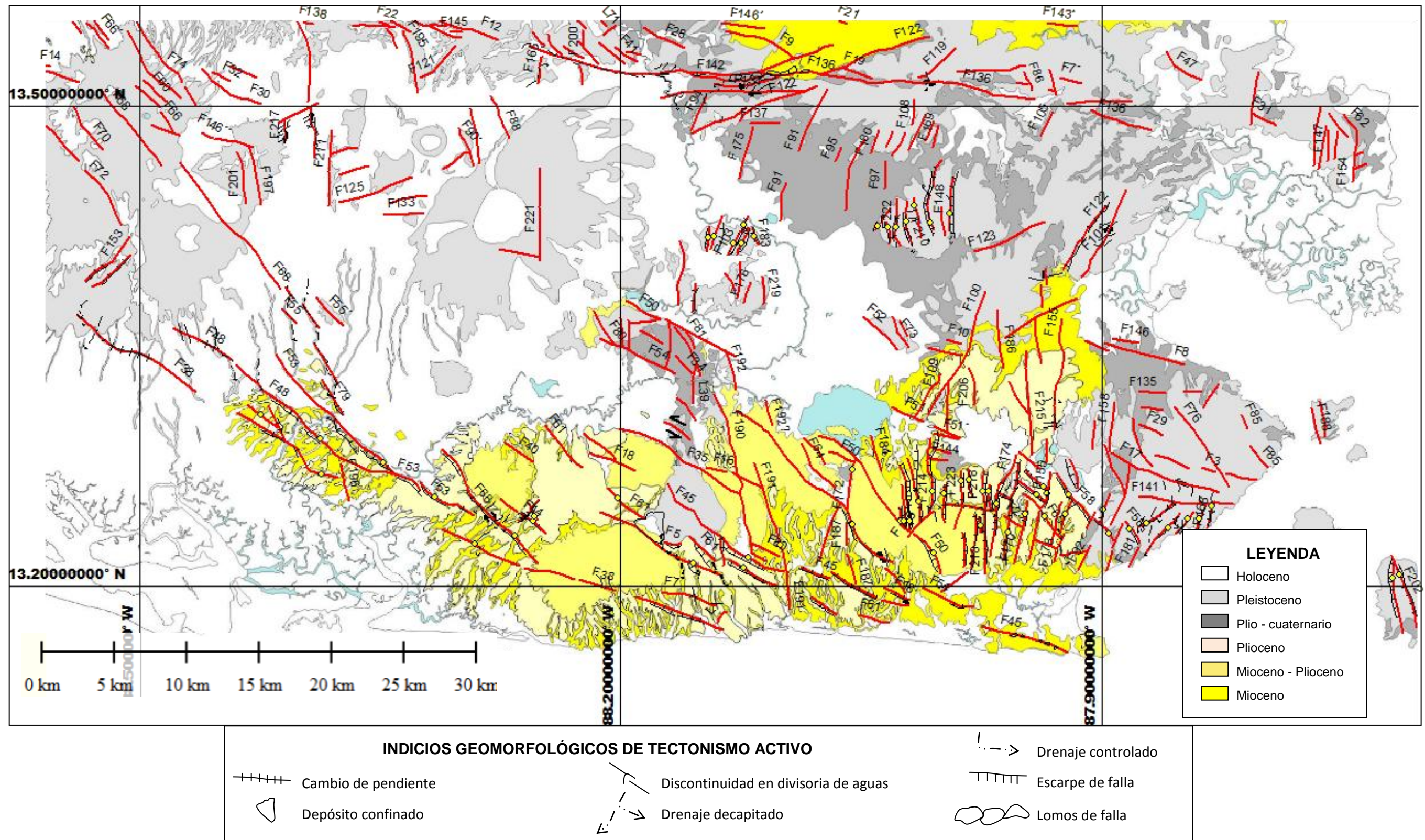
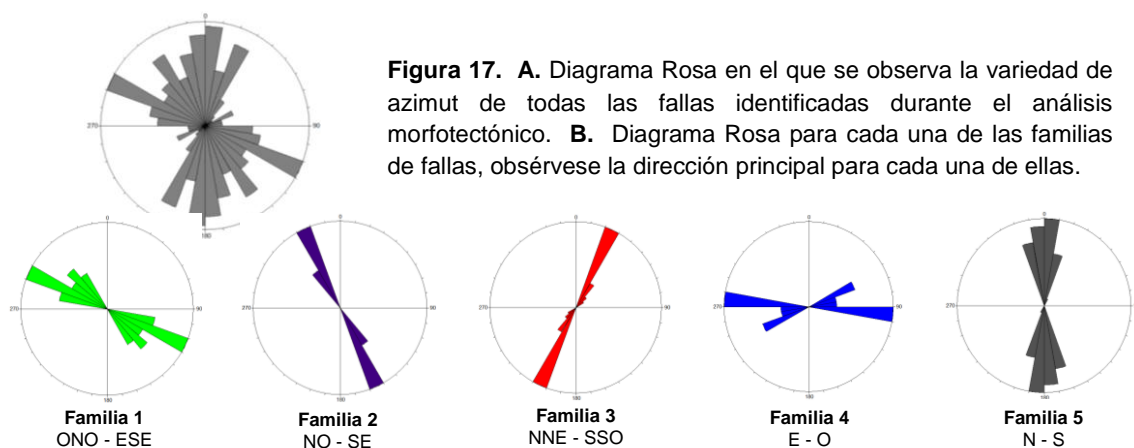


Figura 16. Mapa Morfotectónico de Fallas Activas del SE de El Salvador (Codillera Jucuarán – Intipuca y alrededores) y unidades cronoestratigráficas tomadas de Bosse et al., (1978).

utilizando el programa *Global Mapper v.11*. Sobre este se adelantó el mapeo de las trazas de falla en superficie con evidencias de actividad cuaternaria, es decir, aquellas que presentan geoformas o indicios geomorfológicos relacionados con el desplazamiento a lo largo de la falla y que por su excelente grado de conservación sugieren que son recientes.

Considerando los rasgos rectilíneos del paisaje, dentro de los que sobresalen escarpes de falla que desplazan superficies de diferentes edades, además de discontinuidades y desplazamientos de divisorias de agua, ganchos de falla, cambios de pendiente y cauces controlados, desplazados y decapitados; se cartografiaron un total de 223 estructuras distribuidas en 5 familias principales (**Figura 17**).



A continuación se describen los rasgos característicos de cada familia de fallas identificada haciendo referencia a la **Figura 16** y al **Anexo 1**.

Familia 1 - Fallas ONO - ESE: Azimut predominantemente de 110° a 120° y otros de 120° a 140°. Reúne un total de 72 fallas, F1 a F72, dispuestas generalmente en segmentos que forman escalones sinestrales, que en cuanto a continuidad dan lugar a la familia principal de fallas, puesto que son las estructuras de mayor longitud de la zona de estudio y sobresalen marcadamente en la topografía. Se concentran en el sector oeste, cerca del contacto entre los centros volcánicos y la Cordillera Jucuarán – Intipuca con la planicie costera, constituyéndose como el límite oeste de la deformación de la zona, ya que a la izquierda de estas no se identificó ninguna otra estructura.

Se caracterizan por presentar una clara componente de movimiento vertical normal, definida por fuertes escarpes de falla muy bien preservados que desplazan superficies volcánicas miocenas-pliocenas, siempre con el bloque SO levantado. En contadas ocasiones se

observaron evidencias de desplazamientos horizontales, como es el caso de los asociados a la falla F68 que desplaza en sentido dextral y a lo largo de aproximadamente 260 m a 2 valles adyacentes encajados en depósitos miocenos, incluyendo la divisoria de aguas. Además hay algunos controles de drenajes encajados en depósitos holocenos al sur del Volcán Berlín, pero que no son determinantes del sentido de movimiento (fallas F38, F48, F55 y F68).

Esta familia de fallas se presenta claramente desde el Volcán Berlín al norte, donde al parecer se une al segmento de la ZFES que lleva el mismo nombre y continúa hacia el SE cortando principalmente depósitos pleistocenos provenientes de los centros volcánicos, hasta alcanzar el Rio Grande de San Miguel donde inicia la Cordillera Jucuarán – Intipuca. En su recorrido tienen una expresión casi nula sobre los depósitos holocenos, a excepción de algunos controles de drenaje de la falla F68 y un suave cambio de pendiente relacionado con el paso de la falla F48.

Al entrar en la Cordillera, sobresale la falla F53 por desplazar una superficie de edad miocena–pliocena, elevando el bloque SO entre 120 – 160 m y bloqueando el paso del Rio Grande de San Miguel que antes fluía en dirección NE – SO. Al encontrar el escarpe, el rio gira 90° para continuar corriendo hacia el NO y al pie del escarpe, controlado por la falla por cerca de 9 km. Sobre la parte alta del escarpe pueden reconocerse valles colgados que evidencian que antes, tanto los afluentes como el rio principal, continuaban su curso normal hacia el SO antes de desembocar en el Océano Pacífico. Este rasgo morfotectónico tan marcado, corrobora la fuerte componente normal de esta familia de fallas.

Ya dentro de la Cordillera continúan varias trazas de falla subparalelas y con un espaciamiento entre 1 y 4 km, que le dan al relieve una marcada topografía escalonada por la ocurrencia de escarpes de falla rectilíneos (fallas F38, F68, F61, F45, F54, F50, F46, F58).

También algunas de estas estructuras, las de menor longitud (<4 km), se encuentran subparalelas en la parte norte del Volcán San Miguel, cortando depósitos de edades miocenas a pleistocenas, haciendo parte del corredor del Segmento San Miguel de la ZFES (F15, F12, F56, F39, F57, F57', F6).

Familia 2 - Fallas NO - SE: Es la familia de fallas con menor población, puesto que agrupa solo 19 estructuras, fallas F73 a F90, con azimut entre 145° y 159°. Están distribuidas al

interior de la zona extensional y con una longitud menor de 6 km, resaltan dentro del paisaje por la ocurrencia de rasgos rectilíneos, principalmente cauces controlados. Los indicios morfotectónicos de tectonismo que se les asocian no son contundentes al momento de determinar componentes de movimiento.

Estas fallas cortan los depósitos pleistocenos de la ladera norte del Volcán San Miguel (fallas F90', F88), al igual que los de edad plio-pleistocena de las laderas del Volcán Conchagua (F76, F85, F89, F87) (ver **Figura 16**). No son muy comunes dentro de la Cordillera Jucuarán – Intipuca.

Familia 3 – Fallas NNE - SSO: Encierra 30 fallas de azimuth variable entre 21° y 50°, fallas F91 a F119, con rasgos morfotectónicos que sugieren movimiento tanto vertical como horizontal. Se concentran en 2 sectores predominantemente. El primero de ellos al sur del Segmento San Miguel de la ZFES, al NE de la zona de estudio, donde dejan valles rectilíneos principalmente sobre depósitos plio-cuaternarios y pleistocenos (fallas F91, F95, F97, F108, F99, F96) (ver **Figura 16**).

La segunda zona se encuentra en los alrededores del Volcán Conchagua, iniciando al norte con la falla F101, muy cerca del Golfo de Fonseca. Esta presenta a lo largo de su contundente traza evidencias de movimiento horizontal sobre depósitos pleistocenos, como son 3 cuchillas dislocadas y en forma de gancho indicando movimiento sinistral (**Figura 18**).

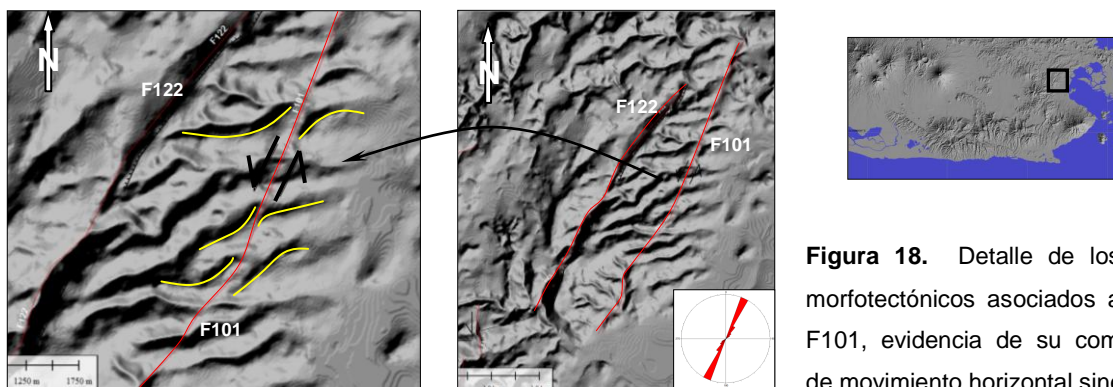


Figura 18. Detalle de los rasgos morfotectónicos asociados a la falla F101, evidencia de su componente de movimiento horizontal sinistral.

La ladera sur de este volcán también está visiblemente afectada por el paso de varias fallas de esta familia, como son: F115, F114, F93, F119, F92; las cuales dejan como evidencia de movimiento normal escarpes de falla con cara libre al O – NO, a la vez que actúan como barrera para el drenaje radial que baja desde la parte alta del volcán (ver **Figura 16**).

Familia 4 – Fallas E – O: Incluye las fallas F120 a F146, con un rango de azimuth entre 61° y 99° . La mayoría de ellas se localizan dentro de una franja de 1.5 km al noreste de la zona, definiendo el Segmento San Miguel de la ZFES. Sobresale la falla F136, que con una expresión morfotectónica excelente, alinea lomos de presión fácilmente reconocibles en el MDT y define un valle lineal y alargado que se prolonga por cerca de 12 km. También a lo largo de su traza se presentan 2 evidencias de fallamiento de rumbo dextral, ganchos de falla en depósitos pleistocenos y la deflexión de un drenaje con sedimentos plio-cuaternarios desplazados por 250 m; coherentes con el sentido de movimiento definido por otros autores para la ZFES (Martínez-Díaz et al., 2004; Álvarez-Gómez, 2009; Canora-Catalán, 2010; Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011) (Figura 19).

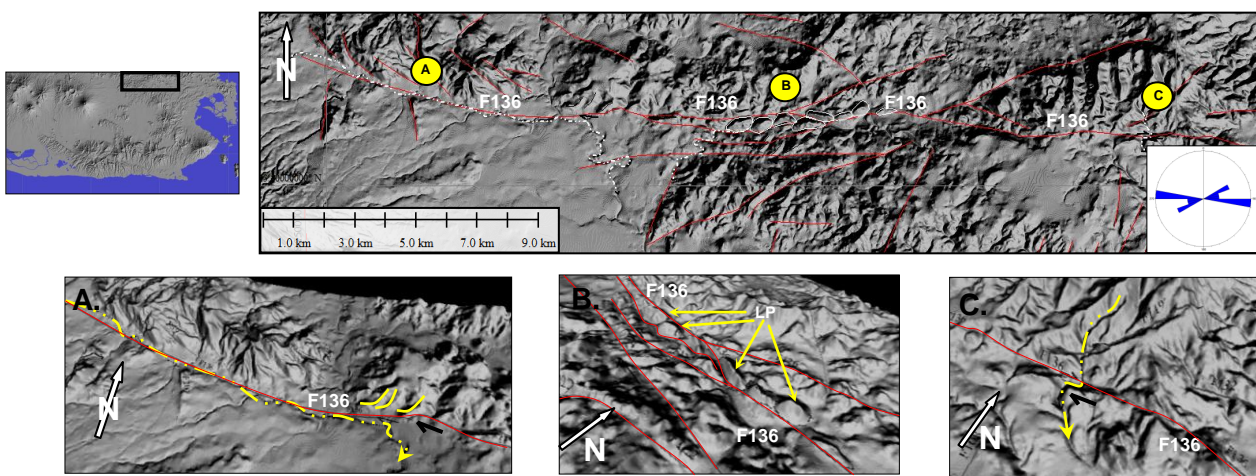


Figura 19. Detalle de los rasgos morfotectónicos asociados a la falla F136. **A.** Extremo oeste de la traza donde controla un drenaje superficial que corre sobre depósitos holocenos, ganchos de falla como evidencia de movimiento dextral. **B.** Lomos de presión alineados compuestos de sedimentos miocenos y plio-cuaternarios. **C.** Deflexión de drenaje claramente dextral.

Otras fallas se presentan entre los volcanes Berlín y San Miguel (fallas F121, F129, F128, F125, F130, F133), donde controlan drenajes desarrollados sobre sedimentos pleistocenos y holocenos. Las fallas F135 y F141 flanquean al norte y sur el Volcán Conchagua.

En cuanto a la componente de movimiento vertical, la morfología tectónica de estas fallas no permite determinar si existe o no.

Familia 5 – Fallas N – S: Es la segunda familia en importancia dentro de la zona de estudio, tanto por la cantidad de fallas que agrupa como por sus categóricos efectos sobre la topografía. Tiene un total de 77 estructuras, F147 a F223, repartidas en 2 poblaciones, una

con valores de azimut entre 1° y 20° y otra con valores de 162° a 180° . La gran mayoría tienen una fuerte expresión en superficie, definida por evidentes escarpes de falla con cara libre tanto al E y O, lo que hace pensar que junto con la con la Familia 1, son las estructuras directamente responsables del fuerte proceso extensional de la zona de estudio. Están distribuidas por toda la zona, aunque son más frecuentes hacia el este después de pasar los centros volcánicos holocenos y pleistocenos, lo cual insinúa que su actividad durante el holoceno, posiblemente, ha sido menor que la ocurrida durante el mioceno – plioceno, donde estas estructuras son más abundantes.

Las fallas F217 y F211, son las más occidentales de esta familia y se encuentran afectando depósitos holocenos de la ladera este del Volcán Berlín, a lo largo de los cuales han dejado ganchos de falla y escarpes, que sugieren que estas estructuras han tenido movimiento con componente de rumbo sinistral al igual que vertical normal (**Figura 20**).

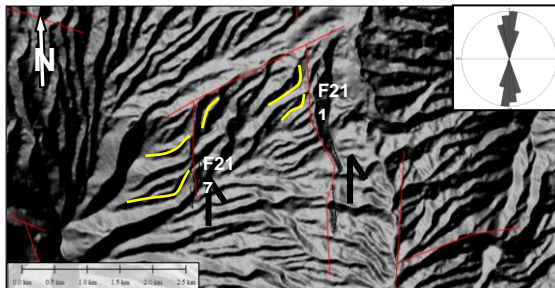


Figura 20. Detalle de los rasgos morfotectónicos asociados a las fallas F217 y F211, evidencia de su componente de movimiento sinistral y normal.

Continuando hacia el este se hacen más abundantes a medida que comienzan a aflorar las unidades plio-cuaternarias y miocenas–pliocenas, de manera que donde mejor se pueden ver es justo al oeste del Volcán Conchagua dentro de la Cordillera Jucuarán - Intipuca. Allí hay una densa red de estas fallas, contenidas dentro de un corredor de 12 km de ancho, donde alcanzan a estar a solo 250 m unas de otras y limitadas al sur por el paso de la Familia 1. Son rotundos los escarpes de falla con cara libre principalmente al oeste, que desplazan superficies miocenas a pliocenas modelando un paisaje escalonado (**Figura 21**).

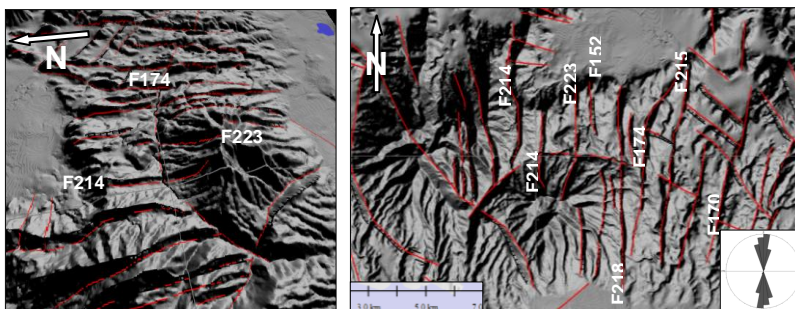


Figura 21. Detalle de los evidentes escarpes de falla (zonas de sombra) asociados a las fallas de la Familia 1.

4.2. Cuantificación de los saltos de falla netos horizontales y verticales

De acuerdo a lo mencionado en el **Capítulo 2**, la zona de estudio se caracteriza por experimentar un fuerte proceso extensional, que tal como se vio durante el análisis morfotectónico se concentra sobre las estructuras de dirección NO – SE a N – S.

Con el objetivo de calcular la tasa de deformación extensional en dirección E – O, en este apartado se presentan los resultados del cálculo de los saltos netos en la vertical y horizontal (**Tabla 1**), utilizados posteriormente en la discusión para calcular la tasa extensional en mm/a.

Para esto se eligieron 3 franjas de dirección E – O, donde se recogieran los mejores escarpes de falla como registro del proceso extensional (**Figura 22**). Así, la primera de ellas con un ancho de 80 km y 9.2 km de alto, encierra gran parte de la Cordillera Jucuarán – Intipuca, abarcando completamente el ancho de la zona extensional. La segunda más pequeña, 5.6 km ancho y 1.4 km alto; está localizada al norte a la altura del Volcán San Miguel sobre la margen izquierda aguas abajo del Rio Grande. La tercera, al norte cerca del Golfo de Fonseca, con 10.5 km de ancho y 2.5 km de alto, reúne excelentes evidencias del proceso extensional, ya que corresponde a un centro volcánico deformado por el estiramiento E – O y que ahora exhibe forma elíptica.

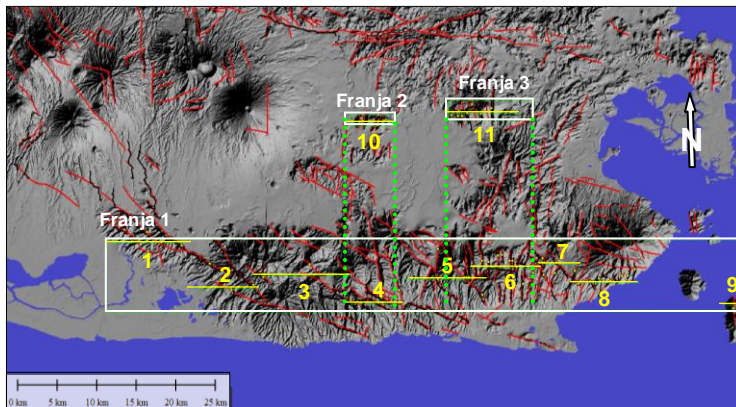


Figura 22. Zona de estudio con la localización de las 3 franjas elegidas para el cálculo de la extensión horizontal en dirección E – O (rectángulos blancos). Líneas amarillas: perfiles auxiliares, líneas verdes punteadas: zona de traslape entre franjas.

Dentro de cada franja se trazaron perfiles E – O auxiliares, con el fin de que las posteriores medidas de los saltos verticales quedaran homogéneamente distribuidas a lo largo de la franja y sin superponerse (ver **Figura 22**). Ya sobre cada perfil auxiliar se adelantó un minucioso análisis a lo largo de cada escarpe de falla que fuera tocado por este, con el propósito de elegir el punto más adecuado para la toma de la medida del salto vertical, a partir de la realización de un perfil topográfico perpendicular al escarpe (**Figura 23**).

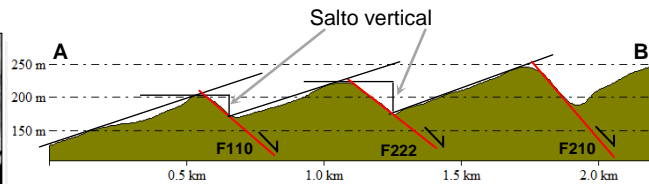
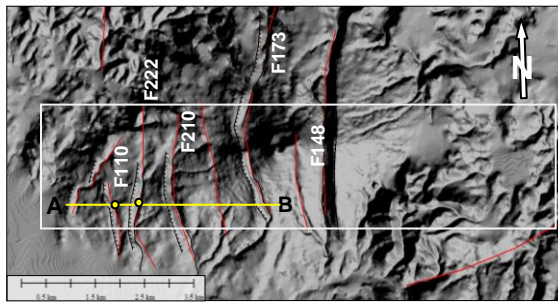


Figura 23. Procedimiento de medida del salto vertical, caso fallas F110 y F222 de la Franja 3. ● En la vista de planta corresponde al punto de medida del salto vertical.

En este punto fue necesario considerar los efectos de los procesos erosivos y depositacionales para evitar sub o sobrestimar los saltos netos verticales o altura del escarpe, puesto que puede haber exageración por la incisión de los drenajes o por el contrario pérdida de altura por depositación a la base del escarpe de sedimentos caídos de la parte alta del mismo. Por esta razón, se trazaron líneas de referencia siguiendo las pendientes principales de la topografía en ambos bloques de la falla, para luego calcular la diferencia de elevación entre ambas líneas al muro y techo del escarpe (ver **Figura 23**). Durante este proceso se evaluó la confiabilidad de la medida, encontrando que las de valor 3, máxima confiabilidad, se relacionan generalmente a superficies miocenas – pliocenas que han sido desplazadas.

Con todos los saltos verticales de las fallas al interior de cada franja, se calculó mediante relaciones trigonométricas el salto en la horizontal, que es finalmente el valor que se requiere conocer para calcular la tasa de deformación extensional en dirección E – O. Para esto entonces se utilizó la tangente del buzamiento de la falla, estimándolo en 60° para todas las estructuras, partiendo de los fundamentos teóricos para fallas normales (*Anderson, 1951*). Así, conociendo el buzamiento de la falla y el salto vertical que corresponde al valor del cateto opuesto, se halló el desplazamiento en la horizontal o cateto adyacente (**Figura 24A**). En caso de que la falla analizada no fuera perpendicular al perfil auxiliar E – O, dirección del proceso extensional, fue necesario aplicar otras relaciones trigonométricas para llevar este desplazamiento horizontal perpendicular al escarpe a la línea de referencia E – O (**Figura 24B**).

Tras haber realizado todos estos pasos, al final se obtuvo la extensión total en metros para cada franja haciendo la sumatoria de todos los desplazamientos en la horizontal, resultando que la extensión total horizontal en dirección E – O para cada franja es igual a:

- Franja 1: 1701.009 m
- Franja 2: 187.886 m
- Franja 3: 135.981 m

	ID falla	Coordenada medida salto vertical	Unidades afectadas	Azimut falla	Cara libre esca rpe	Salto verti cal	GC	Dist. a est. SAIN	Azimut est. SAIN	Dist. a est. JUCU	Azimut est. JUCU	Dist. a est. SSAS	Azimut est. SSAS	Comentarios	Relaciones de corte	Desp hztal perp falla	Azim perp falla	Ang perp falla - perfil E - O	Cose ángu perp falla- perfil E-O	Desplaza miento horizontal
FRANJA 1				(°)		(m)		(m)	(°)	(m)	(°)	(m)	(°)			(m)	(°)	(°)		(m)
Perfil 1	F38	13.27040987° N, 88.38630320° W	Mioceno Plioceno Holoceno	122.84	NE	94.87	2	62188	264.40	14879	278.25	74638	105.11	Alinea escarpes de falla que desplazan superficies pliocenas y miocenas. Sobre el holoceno y pleistoceno captura drenajes		54.77	32.84	57.16	0.54	29.6989111
	F38´	13.30724906° N, 88.42419404° W	Mioceno Plioceno	126.37	NE	50	2	66001	268.26	19814	288.16	69586	102.69			28.86	36.37	53.63	0.59	17.1160508
	F48	13.29217551° N, 88.38736417° W	Mioceno Plioceno Holoceno	126.37	NE	100.4	3	62109	266.62	15591	287.06	73778	103.23	Alinea escarpes de falla que desplazan superficies pliocenas y miocenas, controla drenajes sobre depósitos holocenos		58.01	36.37	53.63	0.59	34.3998389
	F53	13.27725073° N, 88.34787397° W	Mioceno Plioceno Holoceno	133.84	NE	156	3	57988	264.75	11020	285.37	78495	103.75	Sobresale por un marcado escarpe que desplaza una superficie pliocena y controla el cauce del Rio Grande de San Miguel		90.06	43.84	46.16	0.69	62.3819861
Perfil 2	F38	13.22664333° N, 88.29115615° W	Mioceno Plioceno Holoceno	115.07	NE	63	3	52691	257.98	5187.3	238.23	85649	106.35	Alinea escarpes de falla que desplazan superficies pliocenas y miocenas. Sobre el holoceno y pleistoceno captura drenajes		36.37	25.07	64.93	0.42	15.4117206
	F53	13.25610404° N, 88.31574114° W	Mioceno Plioceno Holoceno	122.14	NE	150	2	54783	261.95	7139.7	274.47	82459	104.76	Sobresale por un marcado escarpe que desplaza una superficie pliocena y controla el cauce del Rio Grande de San Miguel		86.60	32.14	57.86	0.53	46.0652425
	F68	13.23186287° N, 88.26582581° W	Mioceno Plioceno	140.29	NE	106.4	3	49929	258.02	2728.1	219.06	88426	105.54	Alinea escarpes de falla que desplazan superficies pliocenas, controla drenaje que sugieren componente dextral		61.43	50.29	39.71	0.76	47.2533949
Perfil 3	F44	13.24082581° N, 88.25467200° W	Mioceno Plioceno	130.09	NE	44	3	48576	258.91	1237.3	204.27	89477	104.76	Escarpe desplazando superficie pliocena	Desplaza dextralmente al F20 (NNE - SSO)	25.40	40.09	49.91	0.64	16.3577367
	F79´	13.24400311° N, 88.25366889° W	Plioceno	152.08	SW	24	2	48305	259.21	922.76	209.04	89420	104.49	Escarpe desplazando superficie pliocena	Se cruza con el F20 pero ninguno esta deslazado	13.85	62.08	27.92	0.88	12.2438799
	F40	13.21475191° N, 88.15485554° W	Mioceno Plioceno	115.48	NE	166	3	38809	251.56	11061	111.25	100527	104.72	Fuerte control de drenaje por el aparente levantamiento del bloque SO, abre espacio de depositación para sedimentos holocenos el bloque hundido NE		95.84	25.48	64.52	0.43	41.2220554
	F61	13.25534746° N, 88.20149322° W	Mioceno Plioceno	140.70	SW?	85	1	42576	259.46	5288.4	84.99	94353	102.79	Escarpes perfectamente conservados desplazando una superficie pliocena	En su extremo SE parece estar segmentado por el F191 (NNO-SSE), sinestralmente	49.07	50.70	39.30	0.77	37.9751732
Perfil 4	F61	13.21172255° N, 88.12309383° W	Mioceno Plioceno	119.05	NE	97	2	35679	249.30	14421	107.52	103941	104.41	Escarpes perfectamente conservados desplazando una superficie pliocena	En su extremo SE parece estar segmentado por el F191 (NNO-SSE), sinestralmente	56.00	29.05	60.95	0.48	27.1902425
	F45	13.21790957° N, 88.12020657° W	Mioceno Plioceno Pleistoceno	120.11	NE	123	3	35150	250.16	14564	104.60	103457	103.92	Conformado por segmentos no solapados en escalón sinestral. Escarpes perfectamente conservados desplazando una superficie pliocena	El F191 (NNO-SSE) lo corta sinestralmente	71.01	30.11	59.89	0.50	35.621709
	F191	13.22575244° N, 88.10007657° W	Mioceno Plioceno	163.29	E	60	2	32801	250.29	16483	99.74	105985	103.26	Fuerte control topográfico	Desplaza sinestralmente a los F61 y F45	34.64	73.29	16.71	0.95	33.1766744
Perfil 5	F172	13.27288660° N, 88.05542419° W	Mioceno Plioceno	191.93	W	153	2	26692	257.28	21225	84.03	109650	100.04	Fuerte control topográfico	Desplazado dextralmente por F54 (NO-SE)	88.33	101.9	11.93	0.97	86.4290993
	F54	13.23888113° N, 88.05560501° W	Mioceno Plioceno	136.53	NE	117	3	27763	249.88	21064	93.62	110002	101.92	Escarpe muy bien preservado elevando una superficie pliocena	Desplaza dextralmente F172 (NNE-SSO)	67.55	46.53	43.47	0.72	49.0224596
	F50	13.22091709° N, 88.00497327° W	Mioceno Plioceno	140.25	NE	146	3	23616	240.44	26799	97.21	116148	102.33	Fuerte control topográfico, claro escarpe en su extremo SE con el bloque SO levantado		84.29	50.25	39.75	0.76	64.8064665
	F213	13.24104079° N, 88.02547965° W	Mioceno Plioceno	175.84	W	85	3	24633	247.72	24352	92.52	113282	101.44	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		49.07	85.84	4.16	0.99	48.9437067
	F216	13.24084490° N, 88.02301984° W	Mioceno Plioceno	176.80	W	55	3	24421	247.27	24623	92.64	113737	101.39	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		31.75	86.80	3.20	0.99	31.704388
	F205	13.24084645° N, 88.01991028° W	Mioceno Plioceno	173.63	W	91	3	24061	247.25	24960	92.65	113737	101.42	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		52.54	83.63	6.37	0.99	52.2146651
	F198	13.25327419° N, 88.01420802° W	Mioceno Plioceno	166.58	W	185.6	3	23011	249.79	25546	89.37	114472	100.72	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		107.1	76.58	13.42	0.97	104.223187
Perfil 6	F214	13.25975068° N, 88.00550377° W	Mioceno Plioceno	179.34	W	132.6	3	21879	250.51	26510	87.83	115233	100.25	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		76.59	89.34	0.66	0.99	76.5858741
	F214	13.25828446° N, 87.99811900° W	Mioceno Plioceno	176.75	W	55	3	21102	249.39	27379	88.28	116133	100.28	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado	Casi todas cruzan con F23 (E-O) pero no se ven afectadas	31.75	86.75	3.25	0.99	31.7012125
	F223	13.26570304° N, 87.98741202° W	Mioceno Plioceno	179.52	W	42.28	2	19819	250.35	28500	86.66	117050	99.77	Escarpes de falla con el bloque E levantado, muy bien conservados en el extremo norte de la traza		24.41	89.52	0.48	0.99	24.4086443
	F152	13.26636416° N, 87.98257106° W	Plioceno	178.47	W	42.6	3	19297	250.06	29027	86.61	117549	99.68	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		24.59	88.47	1.53	0.99	24.5860046
	F207	13.23779189° N, 87.97557207° W	Mioceno Plioceno	173.01	W	29.67	2	19927	240.73	29774	92.78	118878	101.11	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantado		17.13	83.01	6.99	0.99	17.0020064

Perfil 7	F218	13.25970015° N, 87.97377223° W	Plioceno	177.78	W	94.96	3	18674	246.98	29949	87.99	118626	99.98	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantando una superficie pliocena		54.82	87.78	2.22	0.99	54.7829284
	F203	13.25959791° N, 87.97044944° W	Mioceno Plioceno	173.50	W	39.88	2	18248	246.07	30313	88.10	118972	99.90	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantando una superficie pliocena		23.02	83.50	6.50	0.99	22.875739
	F174	13.25190481° N, 87.96579636° W	Mioceno Plioceno	183.37	W	115.4	2	18197	243.27	30805	89.75	119577	100.29	Escarpe con el bloque E levantado en la parte central del lineamiento		66.65	93.37	3.37	0.99	66.5370612
	F215	13.23354682° N, 87.95860483° W	Mioceno Plioceno	185.95	W	113.3	2	18600	236.69	31636	93.46	120701	101.16	Traza definida por un conservado escarpe con el bloque E levantando una superficie pliocena	Se cruza con F23 (E-O) pero no se ve afectada	65.46	95.95	5.95	0.99	65.114142
	F170	13.24555391° N, 87.94742729° W	Mioceno Plioceno	190.00	W	53	3	16919	237.97	32793	91.01	121705	100.41	Solo en el extremo norte es claro un escarpe con el bloque E levantando una superficie pliocena		30.60	100.0	10.00	0.98	30.1353349
	F46	13.25732541° N, 87.94016466° W	Plioceno	127.99	NE	56	3	15484	240.75	33590	88.78	122286	99.76	Traza definida por un conservado escarpe que desplaza una superficie pliocena, bloque SO levantado		32.33	37.99	52.01	0.61	19.9006928
	F58	13.26245943° N, 87.93651061° W	Mioceno Plioceno	131.00	NE	87	3	14905	241.94	33997	87.83	122530	99.47	Segmentos en arreglo escalonado sinestral no traslapados, desplazados por fallas N-S y NNE-SSO, escarpes muy conservados desplazando una superficie pliocena	El límite de cada segmento coincide con una transversal que lo desplaza, F107 y F155 sinestralmente	50.23	41.00	49.00	0.65	32.9515012
	F155	13.25785108° N, 87.93424079° W	Mioceno Plioceno	189.72	W	80	3	14932	239.39	34232	88.64	122871	99.68	Alinea escarpes con el bloque E elevado y desplazando una superficie pliocena, además controles de drenaje	Desplazado en sentido dextral por F65	46.18	99.72	9.72	0.98	45.5242494
Perfil 8	F58	13.25754139° N, 87.92058002° W	Mioceno Plioceno	139.32	NE	85	3	13698	236.50	35703	88.80	124334	99.59	Segmentos en arreglo escalonado sinestral no traslapados, desplazados por fallas N-S y NNE-SSO, escarpes muy conservados desplazando una superficie pliocena	El límite de cada segmento coincide con una transversal que lo desplaza, F107 y F155 sinestralmente	49.07	49.32	40.68	0.75	37.2144919
	F65	13.24256439° N, 87.93488579° W	Mioceno Plioceno	147.95	NE	47	3	15902	234.93	34131	91.44	123045	100.43	Fuerte control topográfico	Desplaza con sentido dextral estructuras transversales NNE-SSO (F155 y F171)	27.13	57.95	32.05	0.84	22.9979792
	F182	13.24554600° N, 87.92263868° W	Mioceno Plioceno	200.12	NW	62	2	14645	232.66	35477	90.94	124341	100.22	Control de drenaje		35.79	110.1	20.12	0.93	33.6095843
	F104	13.24841059° N, 87.89943015° W	Plio- cuaternario Pleistoceno	197.17	NW	33	3	12523	226.81	37990	90.39	126767	99.86	Claro escarpe de falla levantando depósitos pleistocenos en el bloque E		19.05	107.1	17.17	0.95	18.2033487
	F58	13.23340320° N, 87.89539577° W	Mioceno Plioceno	139.62	NE	20	3	13443	220.17	38479	92.86	127521	100.57	Segmentos en arreglo escalonado sinestral no traslapados, desplazados por fallas N-S y NNE-SSO, escarpes muy conservados desplazando una superficie pliocena	El límite de cada segmento coincide con una transversal que lo desplaza, F107 y F155 sinestralmente	11.54	49.62	40.38	0.76	8.79561201
	F17	13.23583650° N, 87.88235979° W	Pleistoceno	146.91	NE	22	3	12236	216.42	39925	92.26	128863	100.28	Traza definida por un conservado escarpe que desplaza una superficie pleistocena, bloque SO levantado		12.70	56.91	33.09	0.83	10.6418014
	F119	13.23958072° N, 87.87232803° W	Pleistoceno	234.33	NW	22	3	11415	213.04	40929	91.74	129858	100.04	Escarpes con cara libre al NO que desplazan la superficie pleistocena obturando el drenaje		12.70	144.3	54.33	0.58	7.40658199
	F115	13.23678005° N, 87.85844881° W	Pleistoceno	221.92	NW	27	2	10960	205.93	42417	91.99	131273	100.07	Escarpes con cara libre al NO que desplazan la superficie pleistocena obturando el drenaje		15.58	131.9	41.92	0.74	11.5981524
Perfil 9	F114	13.24207355° N, 87.84613944° W	Pleistoceno	218.64	NW	15	3	9816.2	199.81	43779	91.24	132576	99.72	Escarpes con cara libre al NO que desplazan la superficie pleistocena obturando y decapitando los drenajes		8.66	128.6	38.64	0.78	6.76385681
	F93	13.24265919° N, 87.83900862° W	Pleistoceno	199.72	NW	38	2	9524.8	195.63	44547	91.14	133331	99.62	Escarpes con cara libre al NO que desplazan la superficie pleistocena controlando fuertemente el drenaje		21.93	109.7	19.72	0.94	20.6520785
	F168	13.25026468° N, 87.83122986° W	Pleistoceno	191.41	NW	44	3	8499.3	191.74	45384	90.03	134015	99.22	Escarpes con cara libre al NO que desplazan la superficie pleistocena controlando fuertemente el drenaje		25.40	101.4	11.41	0.98	24.9011547
	F202	13.20710444° N, 87.71423391° W	Pleistoceno	160.77	SW	100	2	17055	140.17	58247	94.68	147309	100.22	Ambos lineamientos presentan escarpes con caras libres en dirección contraria, formando un graben dentro del que han colapsado las calderas volcánicas		57.73	70.77	19.23	0.94	54.5150115
	F193	13.20504780° N, 87.71865256° W	Pleistoceno	170.45	NE	67	2	16977	141.95	57803	94.94	146908	100.36			38.68	80.45	9.55	0.98	38.1459007
	TOTAL DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL FRANJA 1																			1701.009
	FRANJA 2																			
	Perfil 10	F164	13.41765085° N, 88.14510977° W	Pleistoceno	185.09	E	35	2	37154	285.90	21647	31.63	98250	91.79	Escarpe con cara libre al E que desplaza la superficie pleistocena		20.20	95.09	5.09	0.996
F177		13.41850662° N, 88.14157867° W	Pleistoceno Holoceno	197.80	W	97	2	36811	286.19	21938	32.34	98627	91.74	Escarpe con cara libre al O que desplaza la superficie pleistocena		56.00	107.8	17.80	0.95	53.3219977
F103		13.41408203° N, 88.12961856° W	Pleistoceno	206.29	NW	72	3	35431	286.01	22243	35.84	99917	92.02	Escarpe con cara libre al NO que desplaza la superficie pleistocena		41.57	116.2	26.29	0.89	37.2678984
F102		13.41417917° N, 88.12460957° W	Pleistoceno	207.35	NW	39	3	34912	286.28	22590	36.93	100481	91.98	Escarpe con cara libre al NO que desplaza la superficie pleistocena		22.51	117.3	27.35	0.88	19.9998845
F102		13.42582238° N, 88.12312495° W	Pleistoceno	191.06	W	52	3	35133	288.30	23746	35.35	100599	91.25	Escarpe con cara libre al O que desplaza la superficie pleistocena		30.02	101.0	11.06	0.98	29.4646651
F20		13.41876331° N, 88.11688192° W	Pleistoceno	163.69	SW	50	2	34245	287.44	22590	36.93	101294	91.66	Escarpe con cara libre al SO que desplaza la superficie pleistocena		28.86	73.69	16.31	0.95	27.7049654
TOTAL DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL FRANJA 2																			187.886	
FRANJA 3																				
Perfil 11	F194	13.42508590° N, 88.04002342° W	Pleistoceno	196.81	SE	13	3	25978	294.63	30283	50.77	110324	91.21	Escarpe con cara libre al E que desplaza la superficie pleistocena		7.50	106.8	16.81	0.95	7.18452656
	F110	13.42397511° N, 88.03292719° W	Plio- cuaternario Pleistoceno	164.73	NE	28	3	26712	294.25	29819	49.69	109602	91.16	Dos segmentos sin traslape en arreglo escalonado dextral, definidos por escarpes con cara libre al SEE que desplazan las superficies plio-cuaternarias y pleistocenas		16.16	74.73	15.27	0.96	15.5939954

F222	13.42427014° N, 88.02852337° W	Pleistoceno	182.95	E	45	3	25544	295.24	30707	51.34	110847	91.19	Escarpe con cara libre al E que desplaza la superficie pleistocena controlando el drenaje		25.98	92.95	2.95	0.99	25.9451501
F210	13.42797655° N, 88.02216825° W	Pleistoceno	168.67	E	30	3	25038	296.83	31459	51.48	111471	90.98	Escarpe con cara libre al E que desplaza la superficie pleistocena controlando el drenaje		17.32	78.67	11.33	0.98	16.9832564
F199	13.43765692° N, 88.01652483° W	Pleistoceno	168.71	E	10	3	25027	299.47	32646	50.75	112115	90.42	Suave cambio de pendiente		5.77	78.71	11.29	0.98	5.66166282
F173	13.42710947° N, 88.00667097° W	Plio- cuaternario Pleistoceno	164.56	E	30	3	23561	298.36	32774	53.51	113219	91.02	Escarpe con cara libre al E que desplaza la superficie pleistocena controlando el drenaje y dejando sobre el bloque levantado drenajes decapitados		17.32	74.56	15.44	0.96	16.6957275
F148	13.43308655° N, 87.99470696° W	Pleistoceno	180.24	W	83	3	22777	301.39	34212	53.89	114488	90.66	Escarpe con cara libre al O que desplaza la superficie pleistocena controlando el drenaje		47.92	90.24	0.24	0.99	47.9166859
TOTAL DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL FRANJA 3															135.981				

Tabla 1. Base de datos con la información de los saltos netos verticales y horizontales de las fallas incluidas en los perfiles auxiliares dentro de cada franja E – O, y cálculo de la extensión total horizontal E – O. **ID Falla:** Código de la falla tal como aparece en el Mapa Morfotectónico de Fallas Activas del SE de El Salvador (Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores); **GC:** Grado de Confiabilidad 0 -3 (máximo); **Dist. a est. SAIN:** Distancia entre el punto de medida del salto vertical y la estación GPS SAIN; **Azimut est. SAIN:** Azimut de la línea que une la estación GPS SAIN y el punto de medida del salto vertical; **Dist. a est. JUCU:** Distancia entre el punto de medida del salto vertical y la estación GPS JUCU; **Azimut est. JUCU:** Azimut de la línea que une la estación GPS JUCU y el punto de medida del salto vertical; **Dist. a est. SSAS:** Distancia entre el punto de medida del salto vertical y la estación GPS SSAS; **Azimut est. SSAS:** Azimut de la línea que une la estación GPS SSAS y el punto de medida del salto vertical; **Desp hztal perp falla:** Desplazamiento horizontal perpendicular a la falla; **Azim perp falla:** Azimut perpendicular a la falla; **Áng perp falla - perfil E-O:** Ángulo entre la perpendicular a la falla y el perfil auxiliar E - O; **Cose ángu perp falla - perfil E-O:** Coseno del ángulo entre la perpendicular a la falla y el perfil auxiliar E – O.

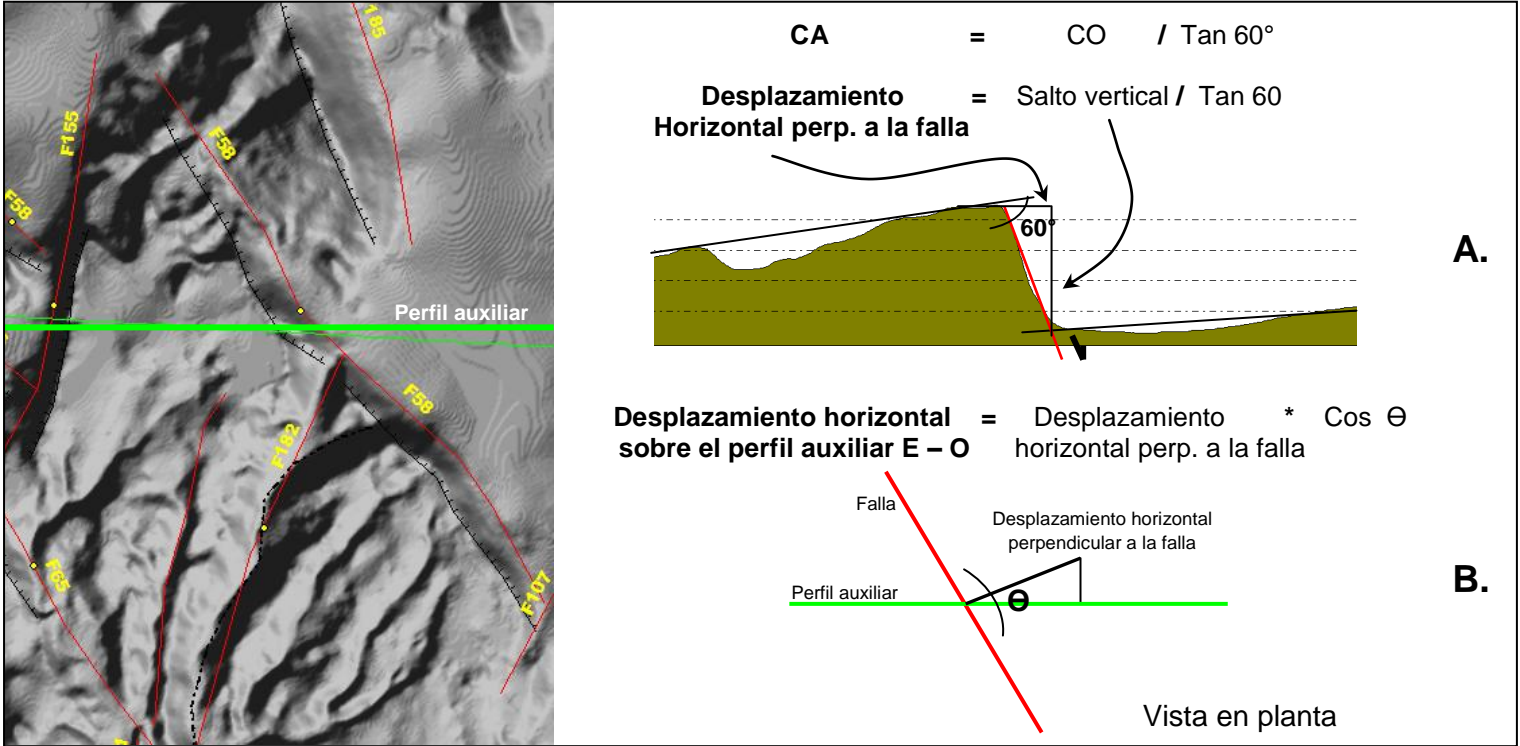


Figura 24. Procedimiento para el cálculo del desplazamiento horizontal para cada falla tocada por los perfiles auxiliares E – O. **A.** Caso de una falla perpendicular al perfil auxiliar. **B.** Cálculo adicional en caso de que la falla sea oblicua al perfil auxiliar.

5. DISCUSIÓN

5.1. Tasa de deformación extensional horizontal en dirección E - O

Tras haber obtenido la extensión o estiramiento total en dirección E – O, acumulado por las estructuras normales N – S y NO – SE a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores, en este apartado se discute la estimación de la tasa extensional en mm/a.

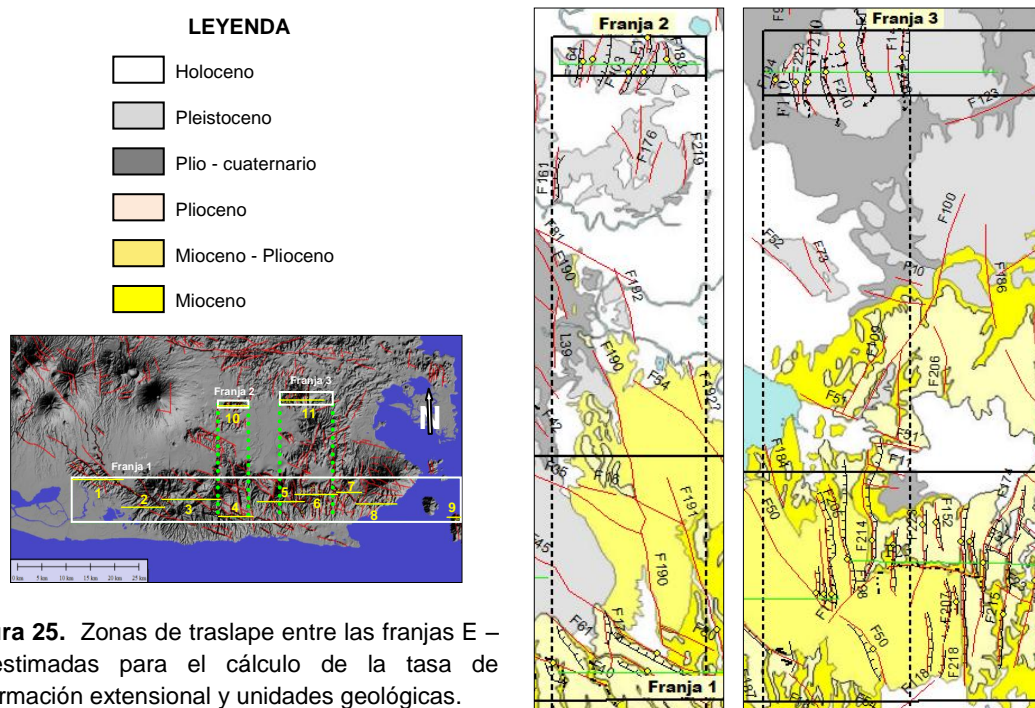
Para su cálculo se requiere conocer la edad de los depósitos afectados y elegir uno de los valores de desplazamiento horizontal, derivados del análisis de las 3 franjas E – O. De ellas la que mejor refleja la magnitud del estiramiento es la Franja 1, debido a que encierra el ancho total de la zona afectada: desde el límite oeste donde aparecen las estructuras NO – SE hasta el Golfo de Fonseca, pasando a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca; donde además afloran formaciones geológicas con edades desde el mioceno hasta el holoceno, cuyas deformaciones son el registro de la evolución del proceso extensional.

En contraste las 2 franjas restantes cubren áreas muy locales con registro solo durante el pleistoceno. A pesar de esto, los valores de extensión horizontal resultantes de su análisis son coherentes con los de la Franja 1. Así, si se calculan las tasas de extensión para estas 2 franjas considerando una edad de 1 Ma, puesto que los sedimentos pleistocenos han sido fallados después de su depositación, y se comparan estos valores con el calculado en la zona de traslape con la Franja 1 (ver **Figura 22**, **Figura 25**), se encuentra que:

- Para la Franja 2, la relación entre los 187.88 m de desplazamiento horizontal y 1 Ma, arroja una tasa de estiramiento de 0.187 mm/a. En la zona de traslape con la Franja 1, la sumatoria de los desplazamientos horizontales es de 137.21 m (Perfil 4 y F40 del Perfil 3, **Tabla 1**) y teniendo en cuenta que en este sector los escarpes de falla desplazan superficies pliocenas (ver **Figura 25**), es posible estimar una edad de 1.8 Ma para calcular la tasa, con lo que se obtienen 0.076 mm/a; casi un milímetro por debajo de la extensión aproximada acumulada desde el pleistoceno.
- Para la Franja 3 la tasa de estiramiento es de 0.135 mm/a, resultante de la relación entre los 135.98 m de desplazamiento horizontal y 1 Ma. En la zona de traslape con la Franja 1, la sumatoria de los desplazamientos horizontales es de 459.20 m (Perfil 5: F54, F50,

F213, F216, FF205; Perfil 6: F198, F214, F214). Dentro de esta zona los escarpes están cortando formaciones miocenas – pliocenas y pliocenas. Si se estima al igual que en el caso anterior una edad de 1.8 Ma para calcular la tasa de extensión, se obtienen 0.255 mm/a, casi el doble de la esperada en la Franja 3. Al observar la **Figura 25** resalta que la mayoría de los escarpes desplazan superficies que pueden ser de edades entre el mioceno y plioceno, por lo que podrían estimarse edades más antiguas; por ejemplo, si se toman 3 Ma, se obtiene una tasa de extensión de 0.153 mm/a, en este caso cercanamente similar a la obtenida para la Franja 3.

Por tanto estas tasas parciales de deformación extensional horizontal obtenidas de la deformación registrada por los sedimentos del mioceno hasta el pleistoceno, sugieren que el proceso extensional ha estado actuando durante el régimen tectónico actual vigente (aprox. 20 Ma a 25 Ma) a una velocidad que pudo variar a lo largo del tiempo geológico, de manera que en el mioceno y pleistoceno han tenido una velocidad equivalente mientras que pudo haberse desacelerado durante el plioceno.



Para el cálculo de la tasa extensional de toda la zona, es necesario conocer con mayor precisión la edad de los depósitos que están siendo afectados por dichas estructuras. Si se considera que a lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca afloran casi exclusivamente las unidades que conforman las formaciones Bálsamo y Cuscatlán, con edades que oscilan entre el mioceno y el pleistoceno inferior, podrían contemplarse edades más recientes que estas, es decir, menores que 1.75 Ma (edad cerca del tope de la Formación Cuscatlán, ver

Figura 6), puesto que ambas se encuentran afectadas y desplazadas por fallas de tipo normal como se hizo evidente con los escarpes de falla detectados durante el análisis morfotectónico del relieve.

En cuanto a los depósitos holocenos de la Formación San Salvador, aflorantes en la Cordillera a lo largo de los cauces mayores y en una zona deprimida semicircular a la altura de los 88°O, y por fuera de esta tanto en los centros volcánicos de Berlín y San Miguel como en la planicie aluvial del Rio Grande de San Miguel, no se detectaron evidencias de que estén siendo desplazados en la vertical por fallamiento normal, tal como puede apreciarse en la **Figura 26**.

Estas observaciones hacen que sea posible restringir el periodo de tiempo que se debe contemplar para el cálculo de la tasa extensional, de manera que este debe estar por debajo del holoceno, 11.500 años – 0.0115 Ma, pero por encima del pleistoceno inferior, 1.75 Ma.

En este punto aparece como herramienta valiosa el trabajo realizado por *Alvarado et al.*, (2011) en el que reportan las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para 2 depósitos volcánicos fallados y desplazados verticalmente en la Cordillera Jucuarán – Intipuca, la primera de 1.114 ± 40 Ma y la segunda de 0.430 ± 72 Ma (ver **Figura 12**). La edad de la formación más joven, es la que se ha tomado como base para el cálculo de la tasa extensional, puesto que las fallas están cortando ambos depósitos, indicando que aunque pueden haber estado actuando desde antes, han seguido estando activas aun después de la depositación de la unidad más joven.

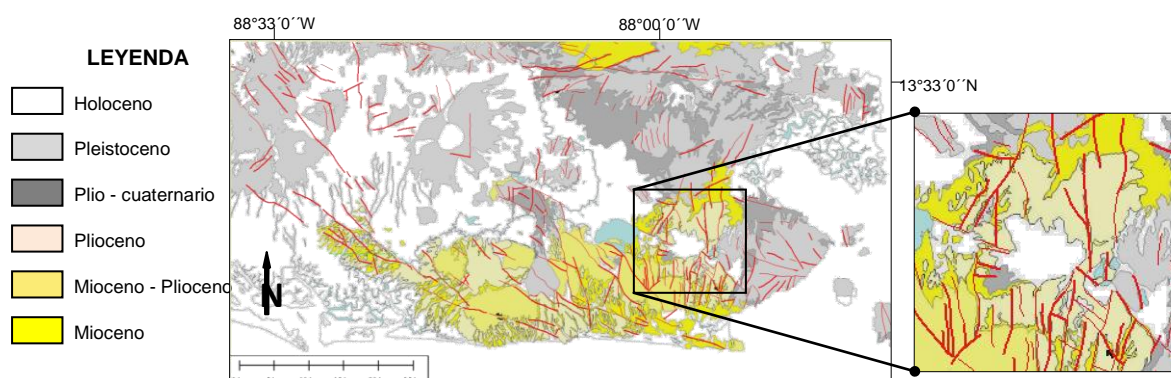


Figura 26. Mapa de Fallas Activas del SE de El Salvador con las edades de las unidades geológicas. Detalle de la zona semicircular deprimida ubicada en la Cordillera Jucuarán – Intipuca donde las fallas normales pierden continuidad y no afectan los depósitos holocenos.

Así, calculando la relación entre los 1701.009 m resultantes de la sumatoria de los desplazamientos horizontales en dirección E – O dentro de la Franja 1 y los 0.430 ± 72 Ma, se obtuvo un valor de 3.95 mm/a para la tasa de deformación extensional horizontal E – O de la Cordillera Jucuarán – Intipuca.

Para este cálculo podrían también utilizarse edades más recientes teniendo en cuenta que el fallamiento debió ocurrir tiempo después de la depositación de los sedimentos afectados más jóvenes. Por ejemplo, si se estima una edad de 0.400 Ma se obtiene una tasa de extensión de 4.25 mm/a, muy cercana a la calculada anteriormente; pero si se eligiera una edad por encima del límite pleistoceno – holoceno, por ejemplo 10.000 años – 0.100 Ma, esta sería de 170.10 mm/a, valor demasiado alto y mucho más elevado que el de la velocidad de movimiento de la ZFES y que la del movimiento del bloque proarco hacia el O - NO, calculada por otros autores con datos GPS entre 13 mm/a y 15 mm/a (*Correa-Mora et al., 2009; Alvarado et al., 2011;*). Esta última no debería considerarse teniendo en cuenta que la zona de estudio hace parte del bloque proarco que se mueve como una sola lamina de corteza desde Costa Rica hasta El Salvador (*Correa-Mora et al., 2009*), por lo que sería de esperar que su velocidad de movimiento asociada a las estructuras secundarias al sur de los segmentos orientales de la ZFES, fuera menor a estas velocidades calculadas con datos GPS. Por esta razón la tasa de deformación extensional que más se ajusta a las velocidades de deslizamiento de la ZFES y al marco tectónico al que está sujeta la zona es la calculada con la edad de los depósitos fallados más jóvenes reportada hasta ahora, es decir, 3.95 mm/a.

Si se compara esta tasa de extensión con la velocidad de movimiento a corto plazo del bloque proarco hacia el O - NO, obtenidos mediante el procesamiento de datos GPS a lo largo de la ZFES, se obtienen datos interesantes. Con estos vectores se hace evidente como ya exponían otros autores (*Straller et al., 2008; Correa-Mora et al., 2009; Canora-Catalán, 2010; Alvarado et al., 2011;*), que la ZFES presenta una disminución gradual de velocidad de deslizamiento en dirección este, siendo el desplazamiento del bloque sur, correspondiente al bloque proarco, del orden de los 13 mm/a a 15 mm/a desde la Falla Jalpatagua al oeste hasta el inicio del Segmento San Vicente, en la estación GPS SSAS. Hacia el este, las siguientes estaciones GPS, JUCU y SAIN, están localizadas dentro de la zona extensional donde se incluyen la Cordillera Jucuarán – Intipuca y el Golfo de Fonseca, las cuales arrojan velocidades de 7.5 mm/a y 5.1 mm/a, que comparadas con la velocidad al oeste presentan déficits de 5.6 mm/a y 8 mm/a, respectivamente (**Figura 27**). Estos valores de déficit casi doblan la tasa de deformación extensional horizontal acumulada desde el

mioceno y encontrada en este trabajo, lo cual lleva a pensar que además de que los segmentos orientales de la ZFES presenten menor desplazamiento con respecto a los occidentales por transferencia de la deformación, es posible que se muevan a velocidades variables a través del tiempo geológico y que ahora estén actuando a mayor velocidad.

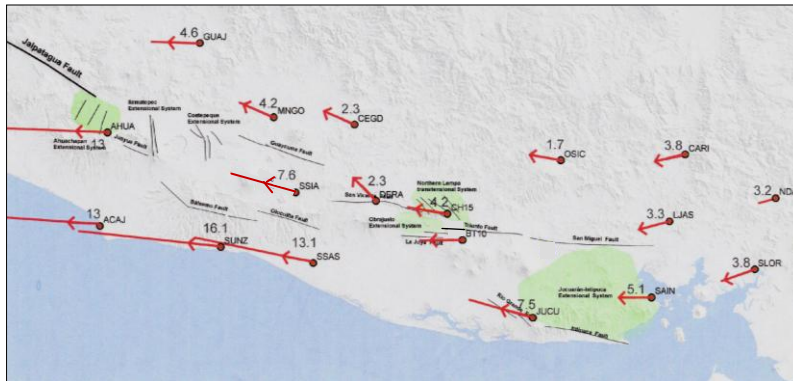


Figura 27. Mapa de vectores de movimiento obtenidos con datos GPS. Alvarado et al., (2011).

En cuanto a la velocidad de movimiento de la ZFES a largo plazo esta tasa de deformación extensional se ajusta al déficit de velocidad de 4 mm/a reportado por *Canora-Catalán* (2010) para los segmentos orientales, San Vicente, Lempa y Berlín; lo cual ratifica que la deformación de la zona de falla principal es distribuida o transferida a lo largo de las estructuras secundarias de tipo normal y dirección N – S a NO – SE, al sur de la terminación oriental de la ZFES; coincidiendo con las predicciones de los modelos cinemáticos propuestos para la zona (*Plafker, 1976; Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007, Álvarez-Gómez, 2009; Alvarado et al., 2011*).

5.1. Relaciones de corte entre las diferentes familias de fallas

La zona oriental de la Cordillera Jucuarán – Intipuca es clave para determinar las relaciones de corte de las diferentes familias de fallas identificadas a lo largo del análisis morfotectónico, tanto porque presenta numerosos escarpes de falla que desplazan claramente superficies pliocenas como porque en ella confluyen las familias de fallas 1 y 5, transversales entre sí.

En algunos sectores, trazas de la Familia 5 de dirección cercana a la N – S, segmentan las de la Familia 1 de dirección ONO – ESE, desplazando estos segmentos sinistralmente. Este es el caso de la falla F58, conformada por 3 segmentos dispuestos en escalones sinistralmente, claramente asociados a preservados escarpes de falla con el bloque SO

levantado una superficie pliocena; que parecen haber sido desplazados por la falla F155 (Figura 28).

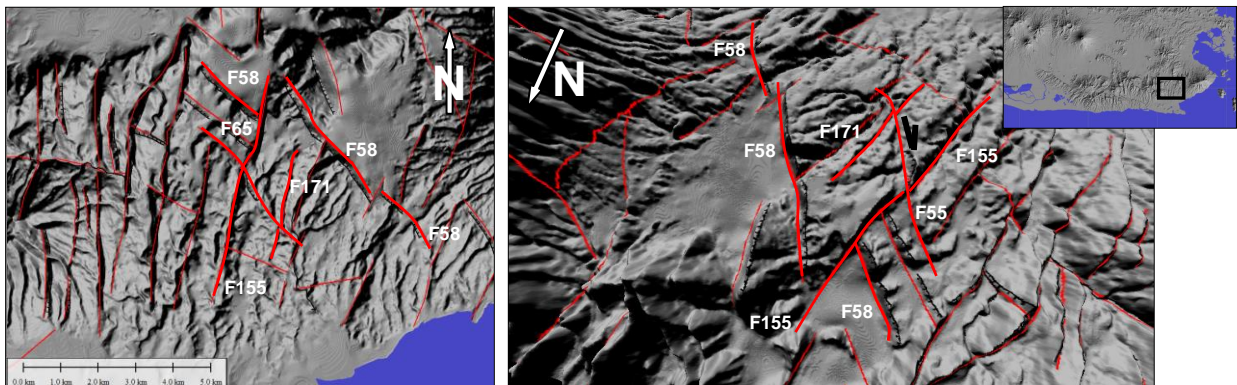


Figura 28. Relación de corte entre fallas de las familias de fallas 1 y 5, este de la Cordillera Jucuarán – Intipuca.

Un poco más al sur, a 2 km de la falla F58 se encuentra la F65, también perteneciente a la Familia 1, pero que a diferencia de la primera parece estar deformando y desplazando fallas transversales de la Familia 5. Así, la falla F155 que antes desplazaba sinistralmente a la F58, es ahora desplazada y curvada por el movimiento aparentemente dextral de la falla F65. La F65 con su movimiento dextral también corta y desplaza a la F171, correspondiente a la Familia 5 (ver **Figura 28**).

Una situación similar se presenta entre otras fallas de la Familia 1, las F61 y F45, las cuales son cortadas y desplazadas sinistralmente por las fallas F174 y F191, respectivamente; ambas de la Familia de fallas 5. Un poco más al NE, la falla F54 de la Familia 1 corta y desplaza dextralmente la F 172 de la Familia 5 (**Figura 29**).

De esta manera las relaciones de corte tan irregulares entre las familias de fallas analizadas, donde unas desplazan a las otras indistintamente, sugiere que ambas corresponden al mismo régimen tectónico y que por tanto podrían ser coetáneas.

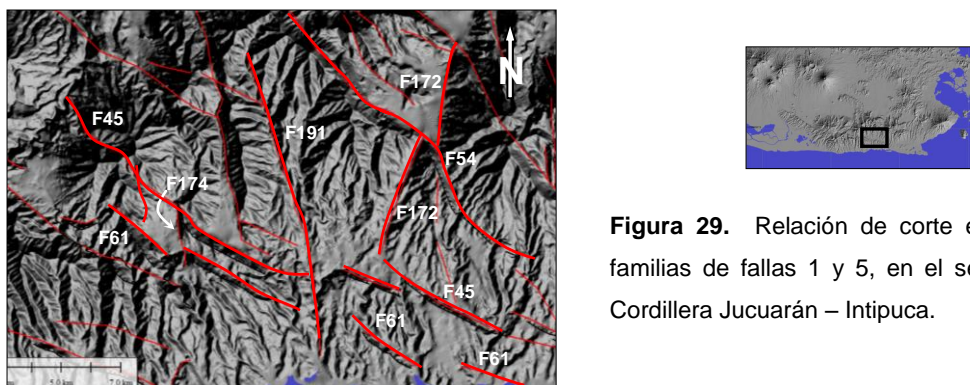


Figura 29. Relación de corte entre fallas de las familias de fallas 1 y 5, en el sector central de la Cordillera Jucuarán – Intipuca.

Esto también pone en evidencia que la Familia de fallas 1, además de la fuerte componente vertical normal que exhibe en superficie relacionada con los bien conservados escarpes de falla, también tiene una componente de rumbo dextral, sintética al movimiento de la ZFES, mientras que la Familia 5, de dirección cercana a la N - S correspondería a estructuras antitéticas, que además de la evidente componente vertical tiene deslizamiento sinistral.

En el resto de la zona las relaciones no son tan claras y solo en algunos casos hay evidencias geomorfológicas de sentido de movimiento.

5.2. Campo de deformaciones al interior de la zona extensional

Durante la realización del análisis morfotectónico se encontró un importante marcador geomorfológico que registra la orientación de la elipse de deformación a la que deben responder las estructuras cartografiadas en la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores. Este corresponde al Cerro Yayantique, un centro volcánico inactivo ubicado al este de la zona, cubierto por las unidades superiores de la Formación Cuscatlán y evidentemente afectado por procesos extensionales a lo largo de fallas normales de tendencia N - S, que dejan escarpes de falla con caras libres al este y oeste, según se encuentren al oeste o este del centro de emisión. Estos procesos le han dado una forma elíptica característica, con el eje mayor en dirección E – O y el menor en dirección N – S, los cuales corresponden a la dirección de máximo estiramiento δ_3 y compresión δ_1 , respectivamente (**Figura 30**).

Si se tiene en cuenta que *Álvarez-Gómez* (2009) define la dirección de los tensores de esfuerzos regionales para las zonas de desgarre que dirigen el movimiento del bloque proarco hacia el O – NO, se tiene que para la ZFES el esfuerzo máximo compresivo δ_1 presenta una dirección NO – SE, mientras que el de máximo estiramiento δ_3 está en dirección NE – SO (ver **Figura 8**), por lo que las fallas normales deberían tener orientación NO – SE. Lo anterior concuerda solo con la Familia de fallas 1 que limita la deformación de la zona al oeste, pero difiere de la disposición principalmente N - S de las demás fallas normales cartografiadas y de lo sugerido por la deformación del Cerro Yayantique. Esto insinúa que la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores se encuentra al interior de una zona de deformación extensional E – O generada por un campo de esfuerzos transtensional local, limitado al norte por las fallas de dirección E – O ó Familia 4, pertenecientes al Segmento San Miguel de la ZFES, que actúan bajo el tensor de esfuerzos regional.

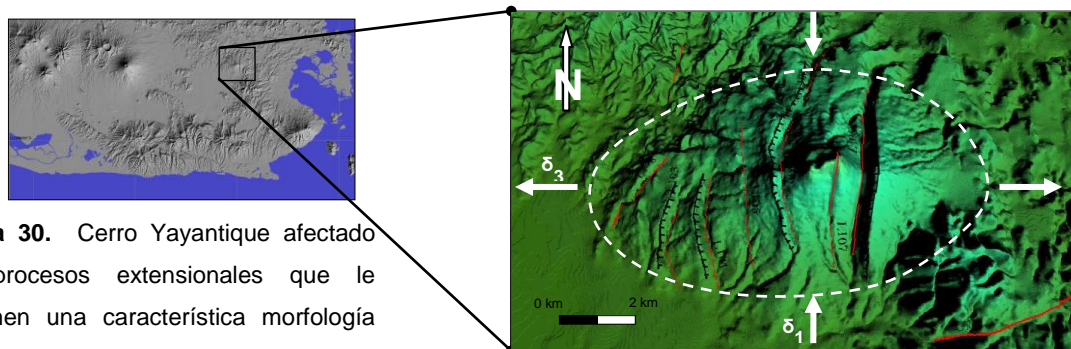


Figura 30. Cerro Yayantique afectado por procesos extensionales que le imprimen una característica morfología elíptica.

Si se comparan las familias de fallas cartografiadas con el modelo de fracturación secundaria en fallas de rumbo desarrollado por Swanson, (1988), puede verse la estrecha correlación entre la orientación y el carácter de las estructuras secundarias esperadas y las familias de fallas identificadas. Así, la Familia 1 con evidencias morfotectónicas de movimiento normal dextral cabe dentro del campo de las estructuras sometidas a cizalla dextral, la Familia 2 dentro del campo de cizalla dextral con tracción, la Familia 3 con indicios geomorfológicos de movimiento sinistral normal coincide con el campo de orientaciones sometidas a cizalla sinistral, la Familia 4, Segmento San Miguel de la ZFES, correspondería a la zona de cizalla principal E – O o a estructuras Y y la Familia 5 con fuertes rasgos geomorfológicos de componente normal y sinistral hace parte de las orientaciones sometidas a tracción y cizalla sinistral (**Figura 31**).

De esta manera, la disposición y el carácter de las estructuras que afectan a la Cordillera Jucuarán – Intipuca, sugieren que además del campo de esfuerzos regional y por una variación de la orientación del esfuerzo máximo compresivo δ_1 entre NO – SE a N – S, se genera el campo de esfuerzos local con extensión plano paralela.

Además, la marcada ausencia de estructuras de compresión como pliegues y fallas inversas, o al menos no reconocibles a partir del análisis del MDT, ratifica el proceso extensional al que está sujeta esta zona.

Este campo de esfuerzos local con la dirección de máximo estiramiento en dirección E – O podría originarse debido a que la Cordillera Jucuarán - Intipuca y alrededores se ubica justo al sur de la terminación oriental de la ZFES. Así, el movimiento dextral en la terminación oriental de la traza principal de la zona de falla causaría en el bloque sur o proarco, en un intento de continuar con el movimiento al oeste, un proceso de desgarre extensional dando origen a la Familia de fallas 1 como límite de esta zona de desgarre y a las sucesivas fallas de dirección cercana a la N – S a lo largo de las cuales se concentran la deformación del

proceso extensional. Esta hipótesis, considera de forma independiente el movimiento de la ZFES, sin tener en cuenta la interacción de esta estructura con otras de carácter igualmente regional que vienen en dirección NO – SE desde Nicaragua paralelas al arco volcánico y a lo que se ha denominado como la depresión de Nicaragua (**Figura 32.A**).

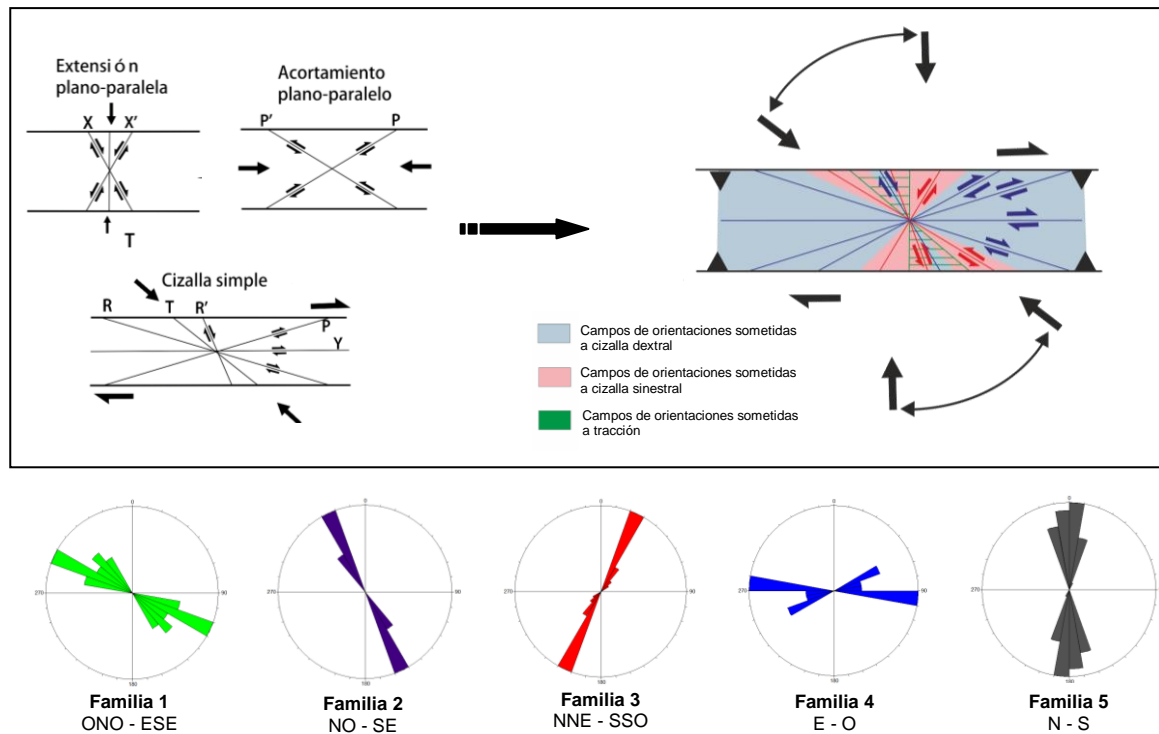


Figura 31. Esquema cinemático y dinámico de la fracturación secundaria resultante de combinar las fracturas que se generan en una zona de cizalla a causa de acortamiento y extensión plano paralelos y de cizalla simple (Modificado de Swanson, 1988). Se señalan con colores los campos de orientaciones sometidos a cizalla dextral, sinistral y tracción; y el abanico de direcciones de acortamiento compatibles con las cinemáticas de la fracturación. Obsérvese también a la derecha la relación con las familias de falla cartografiadas.

Otra hipótesis es que esta situación tenga lugar en el relevo dextral con traslape de las estructuras que corren a lo largo de los arcos volcánicos tanto del Salvador como de Nicaragua, quedando dentro de la zona de traslape el Golfo de Fonseca y la Cordillera Jucuarán – Intipuca. Las estructuras traslapadas estarían representadas en El Salvador por la ZFES, mientras que en Nicaragua podría correlacionarse con las fallas que limitan la depresión de Nicaragua, todas con movimiento de desgarre dextral en respuesta al movimiento de la Placa Caribe hacia el este. De ser así, en este relevo tendría lugar una estructura *pull-apart* en régimen transtensional, limitada al oeste por la fallas agrupadas en la Familia 1, que haría las veces de conexión entre las 2 estructuras traslapadas, y al norte por la Familia 4, que reúne las fallas del Segmento San Miguel de la ZFES. Al interior, en la cuenca habrían estructuras asociadas a los 2 tensores de esfuerzos, al Nicaragüense que

tiene una dirección de máximo esfuerzo compresivo N – S y al Salvadoreño que tiene una dirección de esfuerzo máximo compresivo NO – SE, siendo dominante el primero (ver **Figura 8**). Esta última idea se sustenta partiendo de las evidencias geodésicas y paleosismológicas presentadas en otros estudios (*Correa-Mora et al., 2009; Canora – Catalán, 2010*) que indican que hacia el este la ZFES presenta una tasa más baja de actividad (**Figura 32.B**).

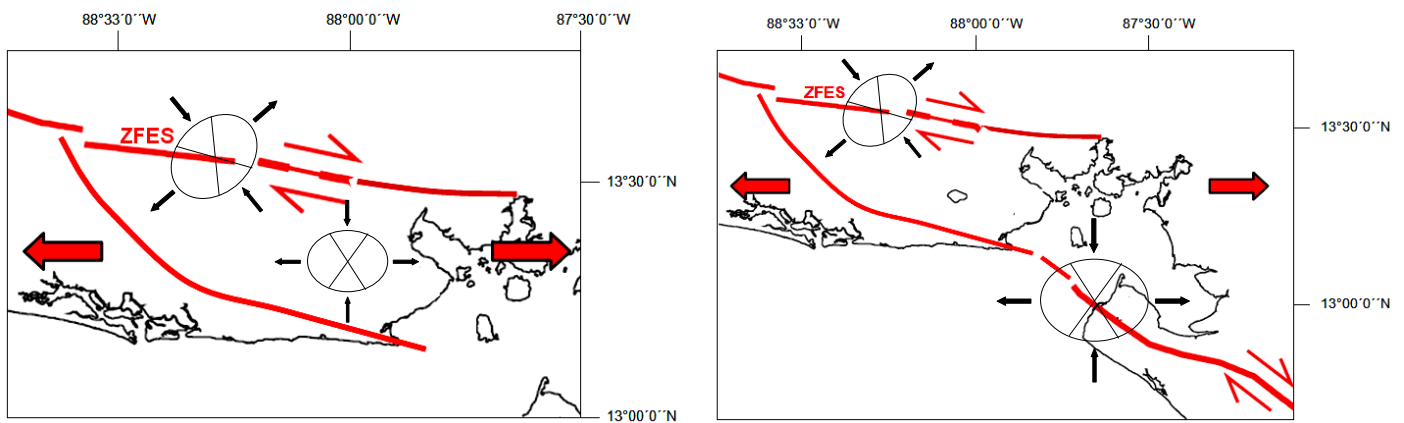


Figura 32. Modelos de la situación del tensor de esfuerzos al interior de la zona extensional Cordillera Jucuarán-Intipuca y alrededores. **A.** Considerando la ZFES como una estructura independiente **B.** Interacción de las estructuras que corren paralelas a los arcos volcánicos de El Salvador (ZFES) y Nicaragua.

Este último modelo está de acuerdo con lo propuesto por *Alvarado et al., (2011)* y *Canora–Catalán (2010)*, donde contemplan la formación de una estructura *pull-apart* o zona extensional en el SE de El Salvador, pero se diferencia de la primera en que los autores proponen que el límite sur de la estructura debe corresponder a una falla E – O localizada en el offshore frente a El Salvador. De acuerdo a los resultados del análisis morfotectónico de este trabajo, el límite sur de la zona extensional está definido por la Familia de fallas 1 de dirección NO – SE y que cortan a la Cordillera Jucuarán – Intipuca cerca de su contacto con la Planicie Costera y que se pierde bajo el agua al entrar en el Golfo de Fonseca (ver **Figura 16**) y a lo que denominamos Falla de Jucuarán.

6. CONCLUSIONES

- Este proyecto se constituye en el primer paso en la caracterización de la zona extensional del SE de El Salvador, referida como el *pull-apart* de Fonseca (*Alvarado et al.*, 2011). Por tanto se requiere continuar trabajando en la zona, adelantando estudios que incluyan verificación en campo de las fallas aquí cartografiadas, además de estudios paleosismológicos en las trazas principales, con el fin de ajustar la tasa de deformación extensional obtenida y a su vez ampliar el catalogo sísmico de la zona; apuntando al mejoramiento de la estimación de la amenaza sísmica para la región SE de El Salvador.

- Con este trabajo de investigación se pone de manifiesto la calidad de información que puede ser extractada del análisis morfotectónico del relieve y como con esta es posible correlacionar tasas de deformación a corto y largo obtenidas mediante estudios GPS y paleosismológicos, respectivamente; de manera que puede ser utilizada como una herramienta para calibrar y validar resultados.

- A lo largo de la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores, es evidente la ocurrencia de un proceso de deformación extensional en dirección E – O limitado al oeste por fallas de dirección NO – SE (Familia 1) y al norte por las fallas que definen el Segmento San Miguel de la ZFES. Este proceso actúa a una velocidad de 3.95 mm/a, concentrado sobre fallas de dirección NO – SE y N – S, las cuales absorben cerca de la mitad del déficit del desplazamiento actual del bloque proarco hacia el O – NO, calculado por *Alvarado et al.*, (2011) mediante datos GPS entre 5.6 mm/a y 8 mm/a; mientras que es equivalente al déficit de 4 mm/a en la velocidad de deslizamiento en el extremo oriental de la ZFES reportado por *Canora-Catalán*, (2010). Esto ratifica la transferencia de la deformación desde los segmentos oeste de la ZFES hacia estas estructuras secundarias normales cerca de la terminación este de la zona de falla, además de resaltar la importancia de estas estructuras N – S dentro de los modelos geodinámicos desarrollados para el Bloque de Chortís, que consideran la ocurrencia de grábenes producto del empuje de la Placa Caribe hacia el E.

- Los datos de velocidades GPS utilizados aquí hablan de tasas de deformación “geodésica” que es el reflejo de la deformación elástica intersísmica, mientras que la tasa de extensión obtenida del análisis morfotectónico está asociada a la deformación tectónica interna finita de la corteza en la zona extensional Jucuarán - Intipuca. Se considera muy necesario a partir de estos resultados, realizar estudios futuros de modelización de la deformación elástica en esta zona, considerando distintos escenarios de acoplamiento a lo largo del

sector oriental de la ZFES; con el fin de entender las diferencias de tasas y velocidades y, en especial, poder estimar qué parte de deformación elástica se libera en forma de sismicidad a lo largo de la ZFES y qué parte se libera en forma de deformación interna (extensión regional). A priori los resultados de esta investigación indican que cerca de la mitad de la deformación geodésica se traduce a medio y largo plazo en deformación tectónica distribuida, lo que es coherente con lo obtenido a partir de datos paleosísmicos por *Canora-Catalán* (2010) en el sector central de la ZFES.

- Las tasas parciales de deformación extensional horizontal calculadas para las franjas 2 y 3 y las zonas de traslape con la Franja 1, indican que el proceso extensional ha estado actuando durante el régimen tectónico actual vigente (aprox. 20 Ma a 25 Ma) y velocidad variable a lo largo del tiempo geológico.

- Todas las familias de fallas detectadas con este estudio presentan actividad reciente como se hizo evidente con su contundente expresión morfotectónica sobre las formaciones volcánicas miocenas a holocenas, sobre las que hay indicios de desplazamientos con componente vertical y en rumbo, a excepción de la Familia 2, muy pobre en rasgos que permitan determinar movimiento. Para las Familia de fallas 1 se encontraron rasgos de movimiento normal dextral, para la Familia 3 sinestral normal, para la Familia 4 dextral y para la Familia 5 normal sinestral.

- El mecanismo de deformación al que responden las diferentes familias de fallas identificadas es el correspondiente a sistemas de fallas de rumbo o régimen de desgarre transtensional. En función de las relaciones de corte entre estas, las relaciones angulares con las direcciones de esfuerzos máximos compresivos obtenidos por *Álvarez-Gómez* (2009), la deformación de los cuerpos volcánicos y el modelo de fracturamiento propuesto por *Swanson* (1988), se encontró que todas ellas pueden ser coetáneas y responder a un mismo campo de esfuerzos en el que la dirección del esfuerzo máximo compresivo σ_1 varía entre NO – SE a N – S. Esto genera el campo de esfuerzos transtensional local que deforma toda la Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores y que se concentra sobre las fallas de dirección N – S (Familia 5) y NO – SE (Familia 1), que con sus escarpes de falla como mayor evidencia de desplazamiento vertical normal dejan un característico relieve escalonado.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGOSTINI, S., CORTI, G., DOGLIONI, C., CARMINATI, E., INNOCENTI, F., TONARINI, S., MANETTI, P., VINCENZO, G. D. & MONTANARI D. 2006. Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics*, **35**(4): 368–408.
- ALVARADO, D., DEMETS, C., TIKOF, B., HERNÁNDEZ, D., WAWRZYNEIC, T.F., PULLINGER, C., MATTIOLI, G., TUNER, H.L., RODRIGUEZ, M. & CORREA-MORA, F. 2011. Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observation. *Lithosphere*, **3**(1): 3-21.
- ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A., MEIJER, P.T., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. & CAPOTE, R. 2008. Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics* **27**.
- ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A. 2009. *Tectónica activa y geodinámica en el norte de Centroamérica*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- ANDERSON, E.M. 1951. *The dynamics of faulting*. 206 págs. Oliver & Boyd. Edinburgh.
- ANDERSON, T.H. & SCHMIDT, V.A. 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 941–966.
- BECCALUVA, L., CHINCHULLIA-CHAVES, A.L., COLTORTI, M., GIUNTA, G., SIENA, F. & VACCARO, C. 1999. Petrological and structural significance of the Santa Elena-Nicoya Ophiolitic Complex in Costa Rica and geodynamic implications. *European journal of Mineralogy*, **11**: 1091-1107.
- BERRANGÉ, J.P., BRADLEY, D.R. & SNELLING, N.J. 1989. K/Ar dating of the ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica. *Journal South America, Earth Sciences*, **2**(1): 49-59.
- BOSSE, H., LORENZ, W., MERINO, A., MIHM, A., RODE, K., SCHMIDT-THOMÉ, M.H., WEBER, S. & WIESEMAN, G. 1978. Mapa Geológico de El Salvador / América Central. *Centro de estudios e investigaciones geotécnicas para El Salvador (CIG), Misión Geológica Alemana en El Salvador*, editado por H. S. Weber y G. Wieseman, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- BUFORN, E., LEMOINE, A., UDIAS, A. & MADARIAGA, R. 2001. Mecanismo focal de los terremotos de El Salvador. *Memorias 2nd Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*. Madrid, España. 115–118.

- BURBACH, G.V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W.D. & MATUMOTO, T. 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B9): 7719–7735.
- BURKART, B. 1983. Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: Offset along the Polochic Fault. *Tectonophysics*, **99**: 251–270.
- BURKART, B. & SELF, S. 1985. Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America end effect on the volcanic arc. *Geology*, **13**: 22–26.
- CÁCERES, D., MONTERROSO, D. & TAVAKOLI, B. 2005. Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics*, **404**.
- CANORA-CATALÁN, C. 2010. *Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico de la zona de Falla de El Salvador, Centro América*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
- CARR, M.J. 1976. Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 825–829.
- CASE, J., HOLCOMBE, T. & MARTIN R. 1984. Map of geological provinces in the Caribbean region. *Geological Society of America Memoir*, **162**: 1–30.
- CORREA-MORA, F., DEMETS, C., ALVARADO, D., TURNER, H.L., MATTIOLI, G., HERNÁNDEZ, D., PULLINGER, C., RODRÍGUEZ, M. & TENORIO, C. 2009. GPS-derived coupling estimates for Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. *Geophysical Journal International*, **179**(3): 1279–1291.
- CORTI, G., CARMINATI, E., MAZZARINI, F. & GARCIA, M. O. 2005. Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, **33**(12): 989–992.
- DEMETS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAN, R., CALAIS, E. & MANN, P. 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North American plate motions. *Geophysical Research Letters*, **27**: 437–440.
- DEMETS, C. 2001. A new estimate for present day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, **28**(21): 4043–4046.
- DEMETS, C., MATTIOLI, G., JANSMA, P., ROGERS, R.D., TENORIO, C. & TURNER, H.L. 2007. Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America: GSA Special Paper*, **428**: 21–36. Editado por P. Mann, pp. *Geological Society of America*, Boulder, CO.
- DENGO, G. 1967. Geological structure of Central America, *Studies in tropical oceanography*, **5**: 56–73. University of Miami, Miami.

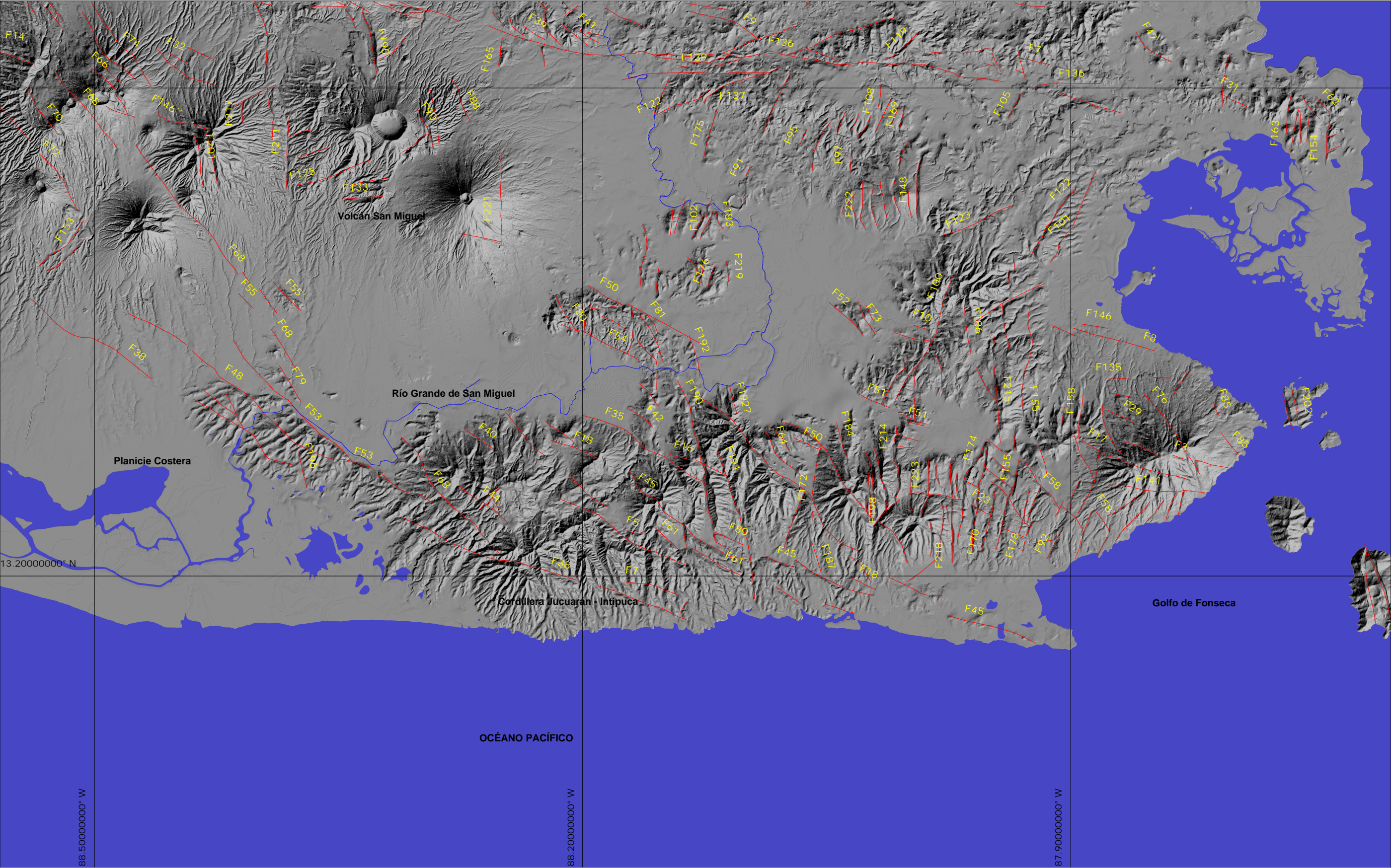
- EHRENBORG, J. 1996. A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland. *Geological Society of America Bulletin*, **108**(7): 830–842.
- FUNK, J., MANN, P., MCLINTOSH, K. & STEPHENS, J. 2009. Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Geological Society of America Bulletin*, **121**: 1491-1521.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., MORTELLARO, D., SIENA, F. & CUTRUPIA, D. 2002b. The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of earth Science*, **36**: 1-20.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L. & SIENA, F. 2006. Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, **4**(1- 2): 265–277.
- GORDON, M. B. 1990. *Strike-slip faulting and basin formation at the Guayape fault – Valle de Catacamas intersection, Honduras, Central America*. Tesis Doctoral, University of Texas.
- GORDON, M. B. & MUEHLBERGER, W. R. 1994. Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, **13**(4): 858–872.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M. 2001. Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, **337**: 39–51.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M., VALDÉS-GONZÁLEZ, C., MOLINA, E. & GÓMEZ, J. M. 2005. Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate?. *Tectonophysics*, **400**: 241–254.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M. & GÓMEZ- GONZÁLEZ, J. M. 2006. Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence. *Geophysical Journal International*, **166**: 179–185.
- HARVARD. 2008. *Harvard Seismology Group: Centroid Moment Tensor Catalog*. [en línea] <<http://www.seismology.harvard.edu/>>
- HERNÁNDEZ, W. 2004. *Características geomecánicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven, Caldera de Ilopango. El Salvador*. Tesis de Maestría en Tecnologías Geológicas, Universidad Politécnica de Madrid.
- HEY, R. 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, **88**(10): 1404–1420.
- JAMES, K.H. 2006. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter American origin. *Geologica Acta*, **4**(1-2): 279–302.

- JAMES, K.H. 2007. *Central America: Geology, resources and hazards, Structural geology: From local elements to regional synthesis*. 1436 págs. Taylor & Francis. London, UK.
- LYON-CAEN, H., BARRIER, E., LASSERRE, C., FRANCO, A., ARZU, I., CHIQUIN, L., CHIQUIN, M., DUQUESNOY, T., FLORES, O., GALICIA, O., LUNA, J., MOLINA, E., PORRAS, O., REQUENA, J., ROBLES, V., ROMERO, J. & WOLF, R. 2006. Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, **33**(1–5): 309.
- MALFAIT, B. T. & DINKELMAN, M.G. 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, **83**: 251–272.
- MANN, P. & BURKE, K. 1984a. Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **22**(4): 309–362.
- MANN, P., SCHUBERT, C. & BURKE, K. 1990. Review of Caribbean neotectonics. *Geological Society of America*, 307–338.
- MANN, P. 2007. *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America, Special Paper*, 179 págs. Geological Society of America, Boulder, CO.
- MANTON, W.I. 1987. Tectonic interpretation of the morphology of Honduras. *Tectonics*, **6**(5): 633–651.
- MÁRQUEZ-AZÚA, B. & DEMETS, C. 2003. Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B9).
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A., BENITO, B. & HERNÁNDEZ D. 2004. Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, **32**(1): 65–68.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W. 1998. A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, **296**: 269–291.
- PLAFKER, G. 1976. Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, **193**(4259): 1201–1208.
- PONCE, L., GAULON, R., SUÁREZ, G. & LOMAS, E. 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, **19**(8): 773–776.
- ROGERS, R.D. 2003. *Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America)*. Tesis doctoral, University of Texas.

- SCHREURS, G. 1994. Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology* **22**: 567-570.
- STALLER, A., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., BENITO, B., HERNÁNDEZ, D., DÍAZ, M., PULLINGER, C., DEMETS, C., CANORA, C., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A. & BÉJAR, M. 2008. Red GPS "ZFESNET" Para el estudio de la evolución del ciclo sísmico de deformaciones y esfuerzos asociado a la Zona de Falla de El Salvador. *Geotemas*, **10**.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: *Continental deformation*. 421 págs. P. L. Hancock Ed.
- SWANSON, M.T. 1988. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, **10**: 813-828.
- TRENKAMP, R., KELLOG, J., FREYMUELLER, J.T. & MORA, H.P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 157–171.
- TURNER III, H.L., LAFEMINA, P., SABALLOS, A., MATTIOLI, G.S., JANSMA, P.E. & DIXON, T. 2007. Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters*, **34**(L02): 302.
- WALLACE, R.E. 1986. *Active tectonics*. National Academy Press. Washington D.C.
- WEINBERG, R.F. 1992. Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics*, **11**(5): 1010–1017.
- WORTEL, R. & CLOETINGH, S. 1981. On the origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, **9**: 425–430.

8. ANEXOS

Mapa Morfotectónico de Fallas Activas del SE de El Salvador (Cordillera Jucuarán – Intipuca y alrededores) sobre MDT de 10 m de resolución



Anexo 1: Mapa Morfotectónico de Fallas Activas del SE de El Salvador (Cordillera Jucuarán-Intipuca y alrededores) sobre MDT de 10 m de resolución

